

岩石礦物礦床學會誌

第三十六卷 第四號

昭和二十七年 八月 十日

研 究 報 文

- 福島県羽山産のルウドウィヒ石 {長谷川 修 三
吉 木 浅 彦
地質図の作製に関する幾何学的考察 I — (2)
(層界線の合理的作図法) (2) 舟 山 祐 士
阿蘇外輪山本谷越産の普通輝石 松 本 幡 郎
秋田県森吉山のブナ帯 及びボドソル地帯に於ける土
壤中の礦物について 兼 松 四 郎
木 下 龜 城 彦
大分県玖珠鉾山に於ける母岩の変質に就いて {木 牟 田 龜 城 彦

会 報 及 び 雜 報

会 員 動 静

抄 録

- 鉾物学及び結晶学 メタミクト状態 外 4 件
岩石学及び火山学 New Hampshire に於ける Sunapee
quadrangle の岩石学的研究 外 4 件
金属鉾床学 Idaho 州 Coeur d'Alene 方に於けけ閃ウラン鉾 外 4 件
石油鉾床学 水文学的、地熱的立場から觀た石注産出 外 4 件
石 炭 石炭の構成成分が自然発火に及ぼす影響 外 1 件
參 考 科 学 河川における水素イオン濃度の日変化

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

本誌第36巻(昭和27年)から抄録欄の復活と共に本文の増頁をも漸次試みております。なほ本年6月末を以て既納会費を精算いたしておりますので、会員諸氏の御支援を切望いたします。

第36巻(本年)から.....一ヶ年会費400円(会員)
バックナンバー.....第35巻まで一部60円
第36巻から一部80円

但し第36巻1号(本年分)から講読希望の方は会員扱いといたします。(係)

會員動靜 本会々員名簿の発行は過而計画いたしますが、取りあえず比較的最近の移動を次に記します。

轉居及び轉勤 有田忠雄(金澤市金澤大学理学部), 赤塚政美(北海道膽振国山越郡八雲町字上鉛川中外鉱業八雲鉱業所), 阿部正宏(東北大学理学部岩鉱教室), 安積政昭(神戸市葺合区雲井通4の22), 阿部昌夫(兵庫県養父郡南谷村大平鉱業明延鉱業所), 有路繁男(仙台市小田原泉町2), 安居院弘補(石川県能美郡西尾村尾小屋鉱業昭和寮), 石田道之助(東京都中野区本町通6の30), 石岡孝吉(名古屋市名古屋大学瑞穂分校), 井沼新次郎(札幌市南5條東1丁目札幌東高校), 飯田直稚(空知郡砂川町上砂川三井砂川鉱業所), 今吉隆治(静岡県賀茂郡松崎町), 石井康夫(秋田県鹿角郡小坂町相内鉱業所), 伊藤建三(仙台市長町東北大選鉱製錬研究所), 岩本繁樹(仙台市宮城野原育英高校), 石井瑞郎(福岡市城内町164石井仙太方), 石川博(上田市常入信州大繊維学部), 上田偶一(秋田県山本郡藤澤村太良鉱山), 宇野一治(宮城県宮城郡廣瀬村落合駅前), 卜部奎一(東京都千代田区大手町61丁目大平鉱業採鉱部地質課), 大泉製次(山形県庁鉱務課), 奥海靖(仙台市東三番丁通産局内工業技術庁地質調査所) 大沼善吉(東京都千代田区霞ヶ関2ノ2資源庁官房統計課), 小川雨田雄(東京都千代田区神田富山町日本化学工業), 岡崎由夫(釧路市城山町北海道学芸大学釧路分校), 大庭昇(宮城県多賀町下馬高野義章方), 岡田全弘(栃木県安蘇郡葛生町常磐鉱業), 岡田博(私田県鹿角郡同和鉱業花岡鉱山), 尾口仁一(久留米市国分町総普校幹候第5大隊24区隊), 大森博志雄(静岡県濱松市廣沢町濱松北高校), 金谷孝(秋田県能代市柳町54), 萱場堅(石川県能美郡西尾村尾小屋鉱業所), 勝井義雄(北海道苫見沢市宮下町2丁目), 加茂野寿(秋田県鹿角郡小坂町小坂鉱業所栗平合宿), 北村信(東北大理学部地質教室), 北原順一(島根県松江市島根大学理学部職員宿舎), 木立正司(東京都目黒区下目黒4ノ770農林省林業試験場官舎), 木村正(釧路市城山町124), 倉持文雄(東京都西多摩郡氷川町東京都小河内貯水池建設事務所), 黒沼廣治(山形県南村山郡中川村永野藏王鉱山元山溪清寮), 小林直樹(愛媛県新居郡角野町山根啓天寮), 郷原範造(川崎市久本町地質調査所鉱床課), 塩原幹治(東京都新宿区戸塚町4の572山内弘方), 齊藤邦三(宮城県仙台第二高校), 澤俊明(北海道有球郡伊達町日赤病院5病棟内10号室), 佐々木久(札幌市南四條西6丁目日本鉱業札幌出張所), 佐藤恭(東京都目黒区駒場町東京大教養学部地学教室), 酒井栄吾(岡崎市梅園町字寺裏6ノ1愛知学芸大学住宅13号), 三枝守維(兵庫県養父郡明延町明延鉱山), 佐藤信男(鹿児島県串木野市日本鉱業荒川鉱業所鉱務係), 柴田秀

研究報文

福島縣羽山産のルウドウィヒ石

Ludwigite from Hayama nickel mine,
Fukushima Prefecture.

長谷川 修 三 (Shûzô Hasegawa)
萱 木 浅 彦 (Asahiko Sugaki)

Abstract The first occurrence of ludwigite in Japan is noted. The ludwigite occurs as an acicular crystal in forsterite aggregate from Hayama nickel mine, Fukushima Prefecture. In an extremely thin section, it has a strong pleochroism (Z' =dark brown, X' =green) and very high refractive indices. From a chemical analysis, given in Table III, it shows a good accordance with $4\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{B}_2\text{O}_3$, which has been generally accepted as the formula of ludwigite. When the X-ray powder pattern of the present mineral is compared with that of ludwigite from Hol-Kol, Korea, they show also complete agreement. From these data, the mineral is identified as ludwigite.

緒 言

筆者等は福島県伊達郡富田村羽山に於けるニッケル鉱床について調査研究を行つた¹⁾。この鉱床のニッケル鉱石は苦土橄欖石を主体とし、ニッケルの砒化物及び硫砒化物を含む岩石である。この鉱石の一部に細脈状或は鉱染状をなして存在する針状の黑色鉱物について、顕微鏡的、化学的、X線の研究を行つた結果、これが日本では最初の産出であるルウドウィヒ石なることが判明したのでこゝに報告する。

東亞に於いてルウドウィヒ石の産出が記載されたのは、僅に朝鮮遂安の笏洞に於けるものと、同じく朝鮮平安南道殷山産のものとの二種があるに過ぎない。この笏洞産のルウドウィヒ石は、斑状花崗岩の侵入によつて接触変質を受けた苦土質石灰岩中に、苦土橄欖石、ヒューマイト族鉱物及び小藤石等と共生して産する。これは最初小藤教授²⁾により珪灰鉄鉱として

記載され、次いで Higgins¹⁾ によつて輝石の一種 “collbranite,” なる名が付せられ、その後 1921 年 Shannon²⁾ の化学分析の結果初めて ルウドウィヒ石と断定されたものである。更にその後、渡辺武男教授³⁾ の笏洞鉱床の詳細な研究によつて、その産状、成因等が明らかとなり、又原田準平教授⁴⁾ の化学的性質に関する研究も行われた。

殷山産のルウドウィヒ石は 原田教授⁵⁾ の発見にかゝり、笏洞と同様に、黒雲母崗岩による苦土質石灰岩の接触変質帯に、珪灰石、透輝石及びヒューマイト族鉱物等と共生して産する。

産 地 産 状

羽山ニッケル鉱床は福島県伊達郡富田村及び小島村の村境附近の山地にあり、福島市の東南 15km、川俣町の北西 4km に位する。この鉱床は近年発見されたもので、昭和 26 年より開発されている。

ニッケル鉱石は苦土橄欖石を主体とし、ニッケルの砒化物、硫酸物（紅砒ニッケル鉱を主とする）を含む岩石で、Ni の含有量は 0.5~1.0% 程度である。ルウドウィヒ石はこのニッケル鉱石中に苦土橄欖石と共生して産する。この鉱石は、川俣地方に広く分布する黒雲母角閃石花崗閃緑岩体中に、roof-pendant 状に取り残されたと考えられるより古期の岩石の一部である。之等の詳細な産状、性状等は別に記したので⁶⁾、ここには省略する。

肉眼的及び顯微鏡的觀察

ルウドウィヒ石は苦土橄欖石を主体としたニッケル鉱石中に網状、細脉状或は鉱染状をなして存する。第 1 図は細脉状をなして存在する部分を示す。多くは極めて微細な針状結晶の集合体であるが、鉱染状をなして存在する部分には 1.0mm×20.0mm 程度の稍大きな細長い柱状の結晶を認め

1) D. F. Higgins: Econ. Geol. **13**, p. 19, 1918

2) E. V. Shannon: Am. Min. **6**, pp. 86~88, 1921

Proc. U. S. Nat. Mus. **59**, pp. 667~676, 1921

3) 渡辺 武男: 地質学雑誌 **40**, pp. 70~85, 188~209, 昭和 8

T. Watanabe: Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. IV, 4, 1943

4) 原田 準平: 岩礦 **19**, pp. 36~38, 昭和 13

Z. Harade: Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. IV, 4, pp. 166~171, 1938

5) 原田準平, 吉村豊文: 地質学雑誌 **42**, pp. 360~361, 昭和 10

原田準平, 石橋正夫: 岩礦 **24**, pp. 271~276, 昭和 15

Z. Harada: Jour. Fac. Sci. Hokkaido. Imp. Univ. IV, 5, pp. 81~85, 1939

6) 鉱山地質学会誌 (印刷中)

ることが出来る。柱面に直角な断面は略菱形をなす平行四辺形を示し、柱面角は反射測角器で測角の結果、 $61^{\circ}21'$ と $119^{\circ}38'$ の値を得た。底面或は錐面は見られなかった。色は帯緑黒色を呈し、硬度は約 5 である。比重瓶で測定した比重は $D_4^{15} = 3.752$ である。



Fig. 1.

Nickel ore from Hayama.

Black parts; acicular aggregates of ludwigite.

Gray parts; granular aggregates of forsterite.

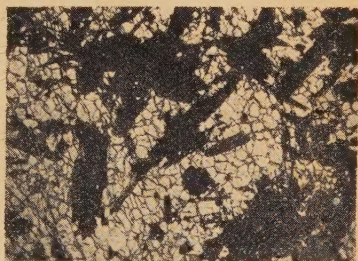


Fig. 2.

Mineral assemblage of ludwigite (black) and forsterite (white).
($\times 30$)



Fig. 3.

Rhombic sections of ludwigite.

($\times 159$).

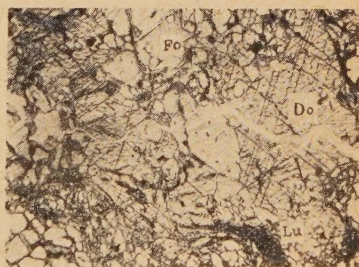


Fig. 4.

Mineral assemblages of dolomite (Do), forsterite (Fo) and ludwigite (Lu).
($\times 30$)

顕微鏡下に於いては、普通の薄片では殆ど不透明であるが、特別に薄く作つた薄片では光を通し、濃褐色から緑色の著しく強い多色性を示す。一般に針状或は柱状の自形の結晶をなして、粒状の苦橄礫石を切つて細長く伸びている(第2図)。この伸長方向に直角に截つた結晶に於いては、前記のような菱形の断面を見ることが出来る(第3図)。直消光を呈し、伸長性は正、多色性強く Z' = 濃褐色、 X' = 緑色である。屈折率は $n=1.80$ の浸

液より遙に高い¹⁾。

母岩の大部分を構成するものは苦土橄欖石で、肉眼では白色から帯緑黄

第 1 表 (Table I)
Optical properties of forsterite.

	(1) Hayama	(2) Hol-Kol	(3) Tanzawa
2V	82°	84°	88°
α	1.636	1.638	1.638
β	1.652	1.651	1.656
γ	1.671	1.669	1.676
$\gamma-\alpha$	0.035	0.031	0.038
% Fo	98%	—	97%*

* β 及び 2V からの計算値

(1) : 本文

(2) : T. Watanabe; Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. IV, 4, p. 251, 1 43

(3) : 加納博; 岩礦, 35, p. 121, 昭和 26

第 2 表 (Table II)

Chemical composition of forsterite from Hayama. Analysed by S. Hasegawa.

SiO ₂	40.92 wt. %
TiO ₂	0.63
Al ₂ O ₃	0.63
Fe ₂ O ₃	0.55
FeO	0.63
MnO	0.08
CaO	0.55
MgO	51.53
NiO	0.16
Cr ₂ O ₃	none
Ig. Loss	3.55
H ₂ O-	0.44
Total	99.37
Sp. Gr.	3.122

色を呈し、鏡下では略等粒の径 0.1 ~ 0.2mm 程度の粒状結晶から成っている。一部は蛇紋化石作用を受けて、antigolite ($\beta=1.546$) に変化している。この苦土橄欖石の光学的性質を、笏洞及び丹沢山地筈沢産のものと比較して第 I 表にかゝける。又この部分の化学分析の結果は第 II 表の如くであり、Ig. Loss を全部 H₂O としてこれが antigolite より由来したものとして計算すると、olivine と antigolite の混比は 84.9 % : 15.1 % となる。又、olivine 中の Mg₂SiO₄ 分子を計算すると 98.2 % となり、殆ど純粋に近い苦土橄欖石から成り、前記の光学性とも一致する。

1) Winchell: Optical Mineralogy p. 136, 1941 によれば、 $\alpha=1.84$, $\beta=1.85$, $\gamma=1.98$ $\gamma-\alpha=0.141$ である。

注目すべきは僅かではあるが部分的に白雲石の存在することである。顕微鏡下に於ける前記二鉱物との共生関係は、第4図に示す如く、スカルンに見られるような構造で、白雲石は接触変質作用の残晶とも考えられる。その屈折率は浸液法により $\omega=1.678$ の値が得られ、白雲石に相当する。

ルウドウィヒ石に伴う他の鉱物としては、粒状の磁鉄鉱、クロム鉄鉱等があるが、その量は少い。又、ヒューマイト族鉱物等の存在は未だ確認されていない。尚、ニッケル鉱物については別報に記載した。

化 學 組 成

黒色鉱物が未だルウドウィヒ石であると判明しない前に、この黒色の部分のみを双眼顕微鏡下で選別し、 Na_2CO_3 熔融後、一般珪酸塩分析法に従って化学分析を行つたところ、その合計が100%に約15%不足していた。次に弗素の検出を行い、弗素の存在しないことを確め、この鉱物が普通の珪酸塩鉱物でないことを知つた。そこで種々吟味の上、硼素の検出を行つたところ多量の硼素を検出し、次いでその定量分析を行つて、遂に該鉱物はルウドウィヒ石であることが判明した。

硼素の検出法 クルクマ試験紙による呈色反応か、硼酸メチル生成による焰色反応が利用されているが、複雑な化学成分を持つ鉱物中の硼素の検出法としては、操作が稍面倒である。それで鉱物中の硼素を極めて簡単に検出できる点で、次の弗化硼素法¹⁾による焰色反応を利用するのが便利である。即ち、検体の粉末に倍量のターナー氏熔剤 ($4\text{KHSO}_4 + \text{CaF}_2$) を混和し、白金線の先端のループに保持して、バーナーの外焰で熱する。一般にはその焰色を出し難い斧石、電気石等の硼珪酸塩中の硼素も解体されて、揮発性の BF_3 となつて鮮かな緑色の焰色をあたえる。

硼素の定量分析 一般分析法で SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 ²⁾, MnO , MgO 等を定量し、別試料について Na_2CO_3 熔融後硼素の定量を行う。硼素の定量はサリバン及びテイラーの直接滴定法³⁾によつた。但し、試料中に Cr_2O_3 を含有するから CrO_4^{2-} を除くため、 BaCl_2 の添加が必要である⁴⁾。

分析結果を第III表にかゝげる。 SiO_2 , Cr_2O_3 , NiO は試料中に夾雑していた苦土橄欖石、クロム鉄鉱及びニッケル鉱物に由来するものとして之等を除き、残りの RO ($\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{CaO}$), R_2O_3 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$)

1) 木村健次郎編：稀元素の化学分析 p. 53, 昭和24

2) 容量法による。河出書房化学実験学, 分析化学 I, p. 262

3) 稀元素の化学分析 op. cit.

4) H. Blumenthal: Anal. Chem. **23**, pp. 922~924, 1951

及び B_2O_3 の分子比を求めると、

$$RO : R_2O_3 : B_2O_3 = 900 : 244 : 211 \div 4 : 1 : 1$$

第 3 表 (Table III)

Chemical composition of ludwigite from Hayama. Analysed by S. Hasegawa.

	Wt. %	Mol. prop.
SiO ₂	2.65	44
Al ₂ O ₃	2.14	21
Fe ₂ O ₃	35.55	223
Cr ₂ O ₃	0.68	3
FeO	3.47	48
MnO	0.50	7
CaO	0.26	5
MgO	37.56	931
NiO	0.20	3
B ₂ O ₃	14.68	211
H ₂ O	1.84	—
H ₂ O -	0.18	—
Total	99.71	
Sp. Gr.	3.752	

第 4 表 (Table IV)

Chemical analyses of ludwigite from Hol-Kol, Korea.

	(1)	(2)
SiO ₂	0.64	0.40
Al ₂ O ₃	3.02	2.23
Fe ₂ O ₃	28.92	32.49
FeO	8.52	10.40
MnO	0.14	0.36
MgO	29.69	34.54
CaO	4.48	1.86
B ₂ O ₃	16.30	16.80
CO ₂	5.53	—
H ₂ O	2.55	1.42
Total	99.61	100.59
Sp. Gr.	3.907	—

(1) : Z. Harada; Jour. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ. IV, 4, pp.166-171, 1938

(2) : Shannon; Am. Min. 6, p. 88, 1921

となり、従来認められているウドウヒ石の化学式 $4(Mg, Fe)O \cdot Fe_2O_3 \cdot B_2O_3$ に略一致する。ルウドウヒ石の分析値にあらわれる H_2O については、構造水なるか、単なる吸着水なるか議論があるようであるが、ここでは Shannon 氏、原田教授等の吸着説に従い、化学式算出の際 H_2O を除外することにした。

尚、笏洞産ルウドウヒ石の分析結果を第 IV 表にかゝげる。羽山産のルウドウヒ石は、笏洞のものに比して、RO 中の FeO の量は遙に少い。

X線粉末写真による笏洞産ルウドウヒ石との比較

以上の諸性質から、本鉱物がルウドウヒ石であることは明らかとなつたが、更に X 線粉末写真によつて、笏洞産ルウドウヒ石と比較した。この試料は嘗つて、渡辺武男教授から渡辺萬次郎教授に送られたものである。撮影条件は鉄の対陰極を用い、Mn のフィルターを併用し、カメラの

半径は 32.5mm である。この結果は第 5 図に示す如く、両者の線間距離及び線濃度が良く一致し、本鉱物がルウドウィヒ石であることは明かである。

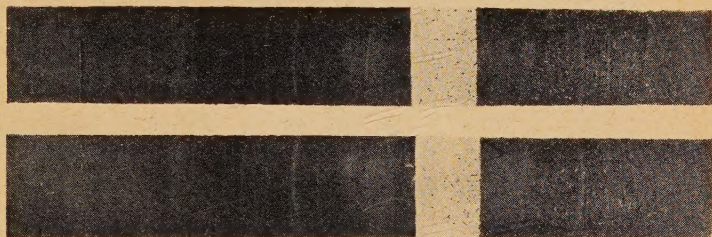


Fig. 5.

X-ray powder photographs of ludwigite from
Hayama (1) and Hol-Kol (2).

成 因 的 考 察

ルウドウィヒ石は一般に、花崗岩類の侵入による含苦土石灰岩や白雲岩等の接触変質帯に、苦土橄欖石、ヒューマイト族鉱物等のスカルン鉱物に伴つて産するのが普通である。羽山に於いては、原岩に相当すべき苦土質石灰岩類は見られないが、残晶と思われる白雲石の存在や、これとルウドウィヒ石、苦土橄欖石との共生関係より見れば、笏洞や殷山に於けるものと同様に、苦土質石灰岩が花崗閃緑岩の侵入による接触変質作用と、これにつづく硼素、鉄を含む気成作用を受けた結果、苦土橄欖石、ルウドウィヒ石等を生じたものと考えられる。しかしルウドウィヒ石の母岩に接して、火成源と思われるツン橄欖岩が存在するような産状や、母岩中にクロム鉄鉱及び一部は magmatic の組織を有するニッケル鉱物が存在するので、簡単には、石灰岩類の接触変質の結果生じたものとは断定できない。

ルウドウィヒ石は勿論 Mg に富む岩石が、花崗岩からの気成作用を受けた結果生じたものであろう。しかし、その根源として石灰岩類の存在を考えるか、又は Mg に富む塩基性火成岩から直接に、或はそれに由来する苦灰岩脈等から間接的に生じたものであるかを決定するには今後の研究に俟たなければならない。

本研究に際して種々御指導を頂いた渡辺萬次郎並びに大森啓一教授、又種々御教示を頂いた八木健三並びに渡辺武男教授に対して、こゝに厚く感謝の意を表する。又、X線写真撮影に御協力下さった山口大学工学部松山英太郎教授に対して御礼申し上げる。

本研究の費用の一部は文部省科学研究費より支給されたものである。

地質圖の作製に関する幾何學的考察 I-(2)

(層界線の合理的作図法) (2)

Geometrical consideration on the construction
of geological maps

(Rational construction of formation boundaries)

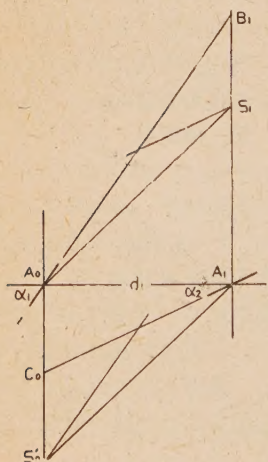
舟山裕士 (Yushi Funayama)

II. 地層が等形褶曲をなす場合¹⁾ (A)

等形褶曲地層の垂直層厚：等形褶曲を形成する地層に於いては、1) 深度に関係なく常に等形を保つと同時に褶曲の長さも互に相等しく、2) 垂直方向に測られた地層の厚さは常に同値を示すと共に、3) 地層の傾斜は垂直方向に一定である、と云う特性を有して居る。此の場合の垂直層厚を求めるのに次の方法がある。

1) 正式圖法に依る垂直層厚：此れは、各測点に於ける垂直線が相隣れる測点に於ける傾斜角線に至る迄の各々の長さの平均値で表わす方法で²⁾、

第 8 図



第八図に於いて測点 A_0 及び A_1 に於ける地層の傾斜角を夫々 α_1, α_2 とする。各測点に於いて垂直線³⁾を引き、それが相隣れる傾斜角線との交点を C_0 及び B_1 、 $A_0 A_1$ 間の垂直層厚を v_1 とすれば

$$v_1 = \frac{1}{2} (A_0 C_0 + A_1 B_1)$$

$A_0 A_1$ 間の水平距離を d_1 とすれば

$$v_1 = \frac{1}{2} \cdot d_1 \cdot (\tan \alpha_1 + \tan \alpha_2) \dots \dots (20)$$

若し A_0 及び A_1 が異高距に在る場合は (20) 式に高度の補正を行えばよい。即ち、異高距にある測点 A_{n-1} 及び A_n に於ける地層の傾斜角を夫々 α_n, α_{n+1} とすれば、両測点間の垂直層厚 V_n を求める一般式は次の様になる。

岩石礦物礦床學 第36巻 第4号 昭和27年8月

- 1) 不強靱即ち柔軟で可塑性を有する地層、例えば泥岩、砂岩等。
- 2) 高橋純一：岩礦 19巻3号、昭和13年
舟山裕士：岩礦 33巻5号、昭和24年
- 3) 地平線に垂直

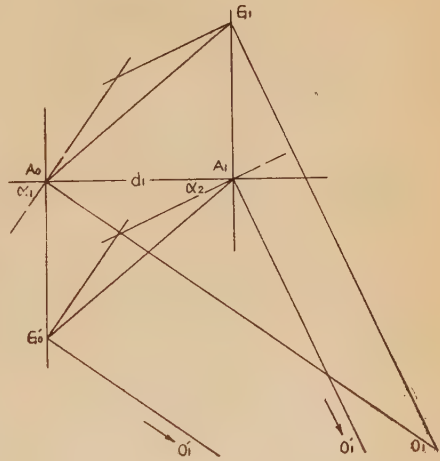
$$V_n = -\frac{1}{2} d_n \cdot (\tan \alpha_n + \tan \alpha_{n+1}) \pm H_n \dots\dots\dots (21)$$

但し H_n = 測点 A_{n-1} と A_n 間の高距差

2) 切線弧群法に依る垂直層厚；此の方法に依る断面図の作製は、第9

図に於いて測点 A_0 及び A_1 に於ける地層の傾斜角を夫々 α_1, α_2 とし、 A_0 及び A_1 に於ける傾斜角線に対する垂線を夫々 A_0O_1, A_1O_1' とする。次に測点 A_1 に於ける垂直線上に $A_0O_1 = O_1G_1$, $A_1O_1' // O_1G_1$ になる条件を満足する様な点 G_1 を、 A_0 に於ける垂直線上に $A_1O_1' = O_1'G_0$, $A_0O_1 // O_1'G_0$ なる様な点 G_0 を求め、 O_1 及び O_1' を中心とし O_1A_0, O_1A_1 を夫々半径として図の如く円弧群を画いて行く方法である。此の場合の垂直層厚は A_1G_1 或いは A_0G_0 で示されるもので¹⁾、図に於いて $A_0O_1 = O_1G_1$ なる故 $\angle G_1A_0O_1 =$

第 9 図



$$-\frac{1}{2}(180^\circ - \angle A_0O_1G_1).$$

然るに $\angle A_0O_1G_1 = \alpha_1 - \alpha_2$, 故に

$$\angle G_1A_0O_1 = 90^\circ - \frac{1}{2}(\alpha_1 - \alpha_2), \text{ 従つて } \angle G_1A_0A_1 = \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2), \text{ となり,}$$

A_0 及び A_1 間の水平距離を d_1 とすれば、 A_1G_1 即ち垂直層厚 v_1 は

$$v_1 = d_1 \cdot \tan \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2) \dots\dots\dots (22)$$

故に此の方法に依る垂直層厚は、一般に次の(23)式によつて与えられる。

即ち、測点 A_{n-1} 及び A_n に於ける地層の傾斜角を α_n, α_{n+1} , 両測点間の水平距離を d_n , 高距差を H_n とし、垂直層厚を V_n で表わせば

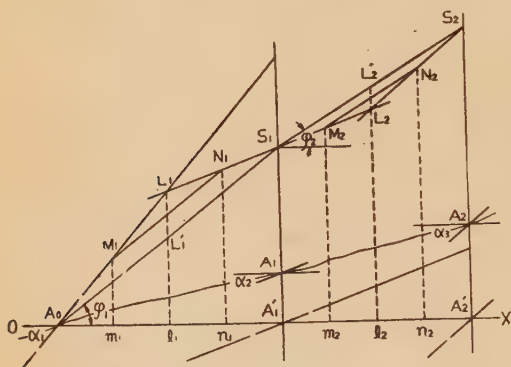
$$V_n = d_n \cdot \tan \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2) \pm H_n \dots\dots\dots (23)$$

正式圖法 A： 既述の(20)或いは(21)式によつて与えられる垂直層厚を

1) $A_1G_1 = A_0G_0$

採用して作図する方法で、第10図に於いて OX を基準線、測点 A_0, A_1, A_2 に於ける地層の傾斜角を夫々 $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ とし、 A_1 及び A_2 に於ける垂直線が OX と交わる点を夫々 A'_1, A'_2 とすれば、それ等は測点 A_1 及び A_2 を基準線上に換置した点となる。次に A_0 を通る層界線が A_1 及び A_2 に於ける垂直線を通してする点を S_1, S_2 とし、 $\angle S_1 A_0 A'_1 = \varphi_1$ とすると、 φ_1 は \tan

第 10 図



$\varphi_1 = -\frac{1}{2} (\tan \alpha_1 + \tan \alpha_2)$ によつて与えられる故、点 S_1 は測点 A_0 を通りしかも地層と同方向に φ_1 の傾斜角を

有する直線と、測点 A_1 に於ける垂直線との交点として求められる。次に直線 $S_1 S_2$ が OX と成す角を φ_2 とすれば、 φ_2 は $\tan \varphi_2 = -\frac{1}{2} (\tan \alpha_2 + \tan \alpha_3)$ で与えられる故、 S_1 より φ_2 なる傾斜角を以つて地層の傾斜と同方向に引いた直線と、測点 A_2 に於ける垂直線との交点が S_2 となる。然るに図上に於ける S_1 は、測点 A_0 を通り地層と同一走向をもつて同じ方向に φ_1 なる傾斜角を有する平面 (φ_1 面)、測点 A_1 を通る地層と同走向の垂直面及び地形面との三者の交点として求められ、次に S_2 は、 S_1 を通り φ_1 面と同性質の φ_2 なる傾斜角の平面 (φ_2 面)、 A_2 に於ける地層と同走向の垂直面及び地形面との交点として求められる。同様に S_3, S_4, \dots を図上に求めて行く事が出来る。即ち第11図に於いて A_0 を通る φ_1 面と地形面との交線を書いて行けば、それと A_1 を通る走向線との交点が求むる点 S_1 であり、次いで S_1 より φ_2 面と地形面との交線を求めて行けば、 A_2 を通る走向線との交点が S_2 となる。

1) 切線圖法；切線の数により次の様な作図法がある。

a) 二切線法；第11図(上部)に於いて、前述の方法によつて点 S_1 を求め、次に A_0 より α_1, S_1 より α_2 なる傾斜角の地層面と地形面との交線を夫々左右より書いて行き、両者の交点 L_1 附近の彎曲度を補正して一点破線で示す様な層界線が得られる。又他の方法としては、第10図に於いて L_1 より OX に垂線を下しその脚を l_1 とすれば $A_0 l_1 = l_1 A'_1$ なる故、

り OX に垂線 $m_1m'_1$ 及び $n_1n'_1$ を立てる。次に A_0 より α_1 なる傾斜角の層面と地形面との交線を $m_1m'_1$ に交わる迄画いて行き、その交点 M_1 よりは $\tan \varphi_1 = \frac{1}{2} (\tan \alpha_1 + \tan \alpha_2)$ によつて与えられる φ_1 の傾斜角をもつ層界線を求め $n_1n'_1$ との交点を N_1 とすれば、 N_1S_1 間は α_2 なる傾斜角の層界線が画かれる。依つて M_1 , N_1 附近の角張りを補正すれば、図に示す一点破線の様な層界線が求められる。 S_1S_2 , S_2S_3 , …… 間も同様な操作に依る。

c) 多切線法；作図上の操作は三切線法の場合と全く同様で、此の方法に依る各切線の傾斜角は次の (25) 式によつて求められる。即ち、測点 A_{n-1} 及び A_n に於ける地層の傾斜角を夫々 α_n , α_{n+1} とすれば

$$\tan \sigma_x = \frac{(m-x) \tan \alpha_n + (x-1) \tan \alpha_{n+1}}{m-1} \dots\dots\dots (25)$$

但し $\left\{ \begin{array}{l} \sigma_x = x \text{ 番目の切線の傾斜角} \\ m = \text{切線の数} \\ x = S_{n-1} \text{ 点より数えた切線の順位} \end{array} \right.$

次に、各切線が OX 上に投影する長さは、 S_{n-1} 側より a_1 , a_2 …… , a_{m-1} , a_m とすれば次の関係式が成立する。即ち—

$$a_1 : a_2 : \dots\dots\dots : a_{m-1} : a_m = 1 : 2 : \dots\dots\dots : 2 : 1 \dots\dots\dots (26)$$

2) 弦 圖 法；弦の数により次の方法がある。

a) 一弦法及び二弦法；前者は、第 10 図及び第 12 図の A_0S_1 を層界線と見做す方法で、点 S_1 , S_2 , …… を求め乍ら層界線が画かれて行く。

後者は、第 12 図に於いて点 L'_1 と L''_1 の中点を L_1 とすれば²⁾、直線 A_0L_1 及び L_1S_1 を以つて層界線とする方法で、 A_0L_1 , L_1S_1 が OX との成す角 ρ_1 及び ρ_2 は次の (27) 式で与えられる。

$$\left. \begin{array}{l} \tan \rho_1 = \frac{1}{4} (3 \tan \alpha_1 + \tan \alpha_2) \\ \tan \rho_2 = \frac{1}{4} (\tan \alpha_1 + 3 \tan \alpha_2) \end{array} \right\} \dots\dots\dots (27)$$

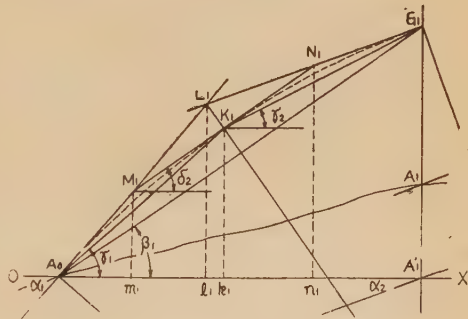
1) 等形褶曲の場合には、此の最初に点 S、或いは後述する近似図法の場合に於ける点 G を求める操作は詳略しても差支えないが、作図上の誤差を check する意味で、此の操作も行われる事が望ましい。

2) L'_1 は点 A_0 , S_1 に於ける切線 (傾斜角線) の交点、 L_1 は A_0 及び S_1 を通る円弧上の点を示す。

従つて、二切線法の場合の σ_1 及び $\sigma_2^{1)}$ の代りに此の ρ_1, ρ_2 を使用する事により、同じ操作を以つて層界線が得られる。第 11 図 (下部) の破線は此の方法による層界線を示す。

第 12 図

b) 三弦法; 第 12 図に於いて、 $A_0 m_1 = m_1 n_1 = n_1 A'_1$, $m_1 M''_1 \perp OX \perp n_1 N''_1$ とし、点 A_0 及び S_1 間の層界線が直線 $m_1 M''_1$ 及び $n_1 N''_1$ 上を通過する点を夫々 M_1, N_1 とすれば、理論的に $M_1 M''_1 = \frac{1}{3} M'_1 M''_1$, $N_1 N''_1 = \frac{1}{3} N'_1 N''_1$ となる。故に、直線即ち弦 $A_0 M_1, M_1 N_1$ 及び $N_1 S_1$ が OX との成す角を夫々 ρ_1, ρ_2, ρ_3 とすれば



$$\left. \begin{aligned} \tan \rho_1 &= \frac{1}{6} (5 \tan \alpha_1 + \tan \alpha_2) \\ \tan \rho_2 &= \frac{1}{2} (\tan \alpha_1 + \tan \alpha_2) \\ \tan \rho_3 &= \frac{1}{6} (\tan \alpha_1 + 5 \tan \alpha_2) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (28)$$

故に、作図に當つては先づ基点 A_0 を通る走向に直角な直線 OX を引き、それが A_1 を通る走向線との交点を A'_1 とする。次に $A_0 A'_1$ を三等分して OX 上に点 m_1, n_1 を求め、 m_1 及び n_1 より夫々 OX に垂線 $m_1 m'_1, n_1 n'_1$ を立てれば、(28) 式によつて与えられる傾斜角 ρ_1, ρ_2, ρ_3 を使用して切線図法に於けると同様な操作により層界線が求まる。他の測点間に於いても同様。

c) 多弦法; 作図上の操作は三弦法の場合と同様であるが、此の場合に於ける各弦の傾斜角は次の (29) 式による一般式で与えられる。即ち、測点 A_{n-1} 及び A_n に於ける地層の傾斜角を夫々 α_n, α_{n+1} とすれば

$$\tan \rho_x = \frac{(2m-y) \cdot \tan \alpha_n + y \cdot \tan \alpha_{n+1}}{2m} \dots\dots\dots (29)$$

1) 此の場合は $\sigma_1 = \alpha_1, \sigma_2 = \alpha_2$

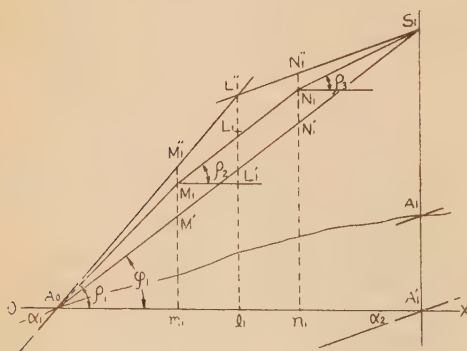
$$\text{但し} \begin{cases} \rho_x = x \text{ 番目の弦の傾斜角} \\ m = \text{弦の数} \\ y = 2x - 1 \\ x = S_{n-1} \text{ 点より数えた弦の順位} \end{cases}$$

又、此の弦図法に於ける場合の各弦が OX 上に投影する長さは凡て相等しく $A'_{n-1}A'_n/m$ である。

3) 併合圖法；並行褶曲に於ける場合と同じく、切線図法によつて得られた曲線と弦図法によつて求められた曲線とは、真の層界線に対しその外廓線及び内廓線を構成する。故に作図に際しては、 m 切線図法とは $(m-1)$ 弦図法が組合さる如く切線及び弦の数を採用し、夫々の作図法に従つて各々の曲線を求め、次にその両曲線に対する間曲線を画いて層界線とするもので、最も合理的な作図法である。第 11 図 (上部) の実線は、二切線法と一弦法とを結合した場合の併合図法による層界線を示すものである。

近似圖法 A：此れは切線弧群法に基く作図法で、第 13 図に於いて正式図法の場合と同様に OX を基準線、 α_1 及び α_2 を夫々測点 A_0, A_1 に於ける

第 13 図



る地層の傾斜角、 A'_1 を測点 A_1 の基準線上への極置測点とし、 A_0 を通る層界線が A_1 に於ける垂直線上を通過する点を G_1 とする。今直線 A_0G_1 が基準線 OX と成す角を β_1 とすれば $\beta_1 = \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2)$ なる故、正式図法に於ける点 S を求める場合の φ に代るに此の β を使用する事により、全く

同様の操作をもつて図上に G_1, G_2, \dots を求めて行く事が出来る。

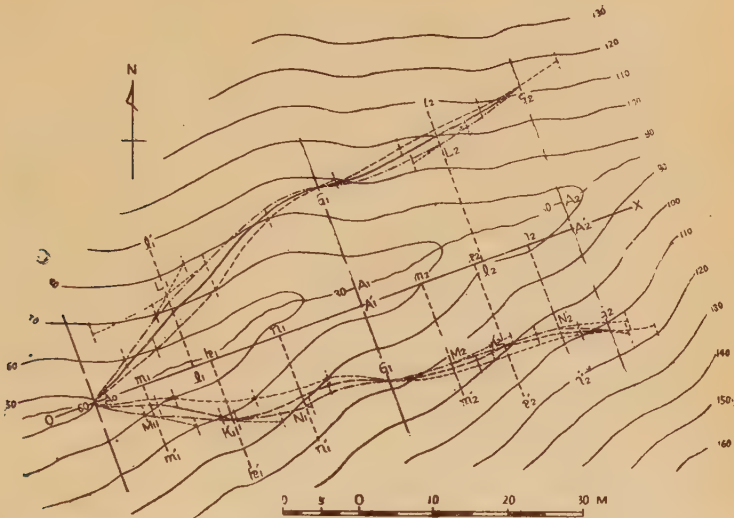
1) 切線圖法

a) 二切線法；先づ G_1, G_2, \dots を上述の方法によつて求めれば、後の作図操作は正式図法に於ける二切線法の場合と同様な方法によればよい。尙第 13 図に於いて、 L_1 より OX に垂線下してその脚を l_1 とすれば、 $A_0l_1 : l_1A'_1 = \cos \alpha_1 : \cos \alpha_2$ なる故、第二の方法¹⁾に依る場合は此の比例

1) 正式図法に於ける二切線法を参照

に従つて OX 上に点 l_1 を設定する。第 14 図上部の一点破線は此の二切線法による層界線を示す。

第 14 図



b) 三切線法；第 13 図に於いて，直線 M_1N_1 を円弧 A_0G_1 の中点 K_1 を切点とする切線とすれば， A_0M_1 ， M_1N_1 及び N_1G_1 の傾斜角は夫々 α_1 ， $\frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2)$ ， α_2 となり，各々の OX 上に投影する長さを a_1 ， a_2 ， a_3 とすれば， $A_0A'_1$ は

$$a_1 : a_2 : a_3 = \cos \alpha_1 : 2 \cos \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2) : \cos \alpha_2$$

の比に分割される。作図操作は正式図法に於ける三切線法の場合と同じ。第 14 図下部の一点破線は此の作図法に依る層界線を示す。

c) 多切線法；測点 A_{n-1} 及び A_n に於ける地層の傾斜角を夫々 α_n ， α_{n+1} とすれば，此の方法に依る各切線の傾斜角は (13) 式¹⁾で与えられ，直線 $A'_{n-1}A'_n$ を分割する各切線の OX 上に投影する長さの比は (14) 式²⁾で示される。

2) 弦圖法；作図法は，前述の切線図法に於ける場合と重複する点が多いので，次に要点のみを述べる。

a) 一弦法及び二弦法；一弦法は，点 G_1 ， G_2 ， G_3 ，……を求めつゝ層界

$$1) \delta_x = \frac{(m-x) \cdot \alpha_n + (x-1) \cdot \alpha_{n+1}}{m-1}$$

$$2) a_1 : a_2 : \dots : a_{m-1} : a_m = \cos \delta_1 : 2 \cos \delta_2 : \dots : 2 \cos \delta_{m-1} : \cos \delta_m$$

線を画いて行く方法で、第14図の破線が此れに当る。

二弦法は、第13図に於いて K_1 を弧 A_0G_1 の中点とすれば、弦 A_0K_1 及び K_1G_1 を以て層界線と見做すもので、此の場合の A_0K_1 及び K_1G_1 の傾斜角 γ_1, γ_2 は (15) 式¹⁾ によつて与えられ、 K_1 より OX に下した垂線の脚 k_1 は $A_0A'_1$ を $\cos \gamma_1 : \cos \gamma_2$ の比に分割する。第14図下部の破線は此の二弦法に依る層界線を示す。

b) 三弦法；此の場合の各弦が示す傾斜角 $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ は (16) 式²⁾ で与えられ、又各弦が OX 上に投影する長さ b_1, b_2, b_3 の間には (17) 式³⁾ で示される様な関係がある。

c) 多弦法；此の方法に依る各弦の傾斜角を求める一般式は、測定 A_{n-1} 及び A_n に於ける地層の傾斜角を夫々 α_n, α_{n+1} とすれば (18) 式⁴⁾ で示され、又各弦が OX 上に投影する長さの比、即ち $A'_{n-1}A'_n$ を分割する比率は (19) 式⁵⁾ に依る。

3) 併合圖法；作図操作は既述の方法と全く同様で、第14図上部に二切線法と一弦法とを組合した併合図法による層界線を実線で示す。

正式図法並びに近似図法を通じて、基点より低部への作図に於いても、上述の関係式は何れも成立する事は並行褶曲の場合と全く同様である。

(未完)

正誤 (本報文 (1)-(1), 第36巻, 第2号)

頁 行	誤	正
49 (3) 式	$t_1 = \frac{d_1}{2} \left\{ \sin \alpha_1 + \frac{\text{ssn } \alpha_2}{\cos(\alpha_1 - \alpha_2)} \right\}$	$t_1 = \frac{d_1}{2} \left\{ \sin \alpha_1 + \frac{\sin \alpha_2}{\cos(\alpha_1 - \alpha_2)} \right\}$
51 (10) 式	$d_n = R_n \pm H_n \cdot \tan \alpha_{n+1}$	$d_n = R_n \mp H_n \cdot \tan \alpha_{n+1}$
53 9	$\beta_1 = \angle F_1 A_0 O_2 - (90^\circ - \alpha)$	$\beta_1 = \angle F_1 A_0 O_1 - (90^\circ - \alpha_1)$
54 18	$m_1 m'_1 n_1 n'_1$	$m_1 m'_1 n_1 n'_1$
55 8	同 上	同 上
" (13) 式	$\delta_x = \frac{(m-x)\alpha_n + (x-1)\alpha_{n+1}}{m-1}$	$\delta_x = \frac{(m-x)\alpha_n + (x-1)\alpha_{n+1}}{m-1}$
" "	$\delta_x = x \text{ 番目の切線の}$	$\delta_x = x \text{ 番目の切線の傾斜角}$
" 21	a, a_2, a_3, \dots, a_m	$a_1, a_2, a_3, \dots, a_m$
" "	$f_{-1} f_n$	$f_{n-1} f_n$
" 22	$\dots : a_{n-1} : a_m =$	$\dots : a_{m-1} : a_m =$
56 脚註3行	$a_n > a_{n+1}$	$a_n > a_{n+1}$

$$1) \gamma_1 = \frac{1}{4}(3\alpha_1 + \alpha_2), \quad \gamma_2 = \frac{1}{4}(\alpha_1 + 3\alpha_2)$$

$$2) \gamma_1 = \frac{1}{6}(5\alpha_1 + \alpha_2), \quad \gamma_2 = \frac{1}{2}(\alpha_1 + \alpha_2), \quad \gamma_3 = \frac{1}{6}(\alpha_1 + 5\alpha_2)$$

$$3) b_1 : b_2 : b_3 = \cos \gamma_1 : \cos \gamma_2 : \cos \gamma_3$$

$$4) \gamma_x = \frac{(2m-y) \cdot \alpha_n + y \cdot \alpha_{n+1}}{2m}$$

$$5) b_1 : b_2 : \dots : b_{m-1} : b_m = \cos \gamma_1 : \cos \gamma_2 : \dots : \cos \gamma_{m-1} : \cos \gamma_m$$

阿蘇外輪山本谷越産の普通輝石

Augite from Hontanigoe of Aso-Caldera, Kumamoto
Prefecture

松 本 幡 郎 (Hatao Matsumoto)

Abstract The crystals of augite were found in hypersthene augite andesite lava at Hontanigoe of Aso-caldera, Kumamoto Prefecture. This area is composed of seven lavas of two-pyroxene andesite and its agglomerates, which are observed at the inside wall of somma. At Hontanigoe, a dyke is observed which strikes $N70^{\circ}E$. This dyke is hornblende andesite and is very rich in large hornblende phenocrysts that often attain 1 or 2cm. in length.

The crystals of augite are greenish black in colour and idiomorphic with crystal faces $a(100)$, $b(010)$, $m(110)$, and $s(\bar{1}11)$, as shown Fig. 1. The crystals of augite with shown a interpenetration twin have the following crystal faces: $a(100)$, $b(010)$, $c(001)$, $m(110)$, $s(\bar{1}11)$, and $p(\bar{1}01)$, as shown in Fig. 2.

This augite has the following optical properties: $\alpha=1.686-1.689$, $\beta=1.692-1.694$, $\gamma=1.710-1.713$, $2V(+) = 57^{\circ}-59^{\circ}$. Colour is yellowish green and its pleochroism is weak in thin section. X =pale green, Y =pale yellow, Z =yellowish pale green. The crystals of augite show the hourglass texture and develop the zonal structure. Inclusions of augite are irregular magnetite and idiomorphic plagioclase (An. 57-62%).

The result of chemical analysis is shown in Table I. It is characteristic in its chemical constitution that this augite is rich in Al_2O_3 and poor in CaO. The writer presumes that this is related to the type of twinning and its optical properties. The formula of the augite W. A. Deer & L. R. Wager follow: $(XY)_{1.970} ((Si, Al)_2O_6)$. The weight % as wollastonite ($CaSiO_3$), enstatite ($MgSiO_3$), and ferrosilite ($FeSiO_3$) are Wo: 39.13%, En: 34.78%, Fs: 26.19%. In Table 2 is the constitutions as metasilicate.

In addition to, the Table 3 is the bulk chemical composition of the hypersthene augite andesite and the chemical composition of the hypersthene hyenocryst.

阿蘇外輪山の西部、阿蘇郡久木野村と山西村との境である本谷越に於て、普通輝石の美晶を採集する事が出来る。当地域の地質は、久木野村側である外輪山の内壁に七枚の種々な two pyroxene andesite の熔岩流¹⁾と集塊岩より成り、本輝石は最上部の熔岩である hypersthene augite andesite の斑晶として存在するものであり、その大きさは、時に単晶として 1.3cm にも達する事がある。この熔岩は上部に於て板状節理が発達し

て居り、その節理の走向及び傾斜は $N 40^{\circ} W, S 15^{\circ}$ である。頂度、本谷越に於て、殆ど直立し、 $N 70^{\circ} E$ に走る honnblende andesite の岩脈に貫かれて居り、其の接触部の熔岩は著しく破碎され、風化分解の程度がひどく、そのため遊離せる普通輝石を附近の土砂中より容易に採集する事が出来る。

普通輝石の結晶 結晶の表面は赤褐色に酸化しているものもあるが、内部は皆緑黒色である。結晶には単晶、双晶をなすものの外に、数個の結晶が集つて複雑な聚合体を形成して居る。単晶の結晶は短柱扁平状であつて柱面では $a(100)$ 最も発達し、 $b(010)$ は之に次ぎ、 $m(110)$ は狭い。端面は c, s, s' より成り $c(001)$ が著しく大きく $s(\bar{1}11)$ は割に小さい (Fig.

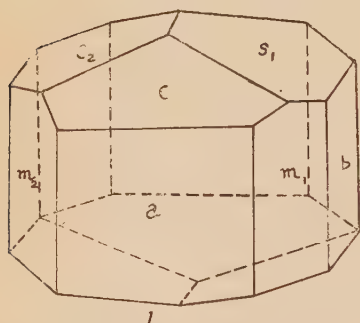


Fig. 1

$a(100)$ $m_2(110)$ $s(111)$
 $b(010)$ $c(001)$

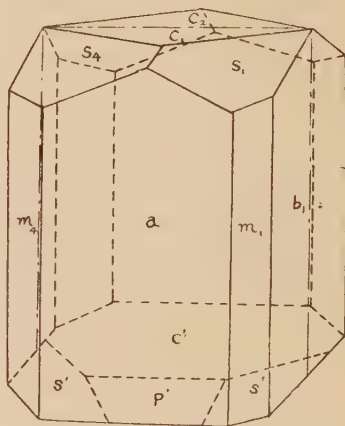


Fig. 2

$a(100)$ $m(110)$ $s(\bar{1}11)$
 $b(010)$ $c(001)$ $p(\bar{1}01)$

1)。又、端面が c, s, s' の外に $p(\bar{1}01)$ の加わる場合もあり、この時もやはり c が最も発達し $p > s$ の順序である。双晶は a を胚晶面とする貫入双晶をなしているものが非常に多く、一見斜方晶系の対稱を有するかの如き観を与える。乃ち、端面 $n(\bar{1}02)$ は斜方輝石の $c(001)$ に、 s は $e(112)$ に、それぞれ相当している (Fig. 2)。普通輝石に極めて多い所謂矢筈岳産の双晶は一個も存在していない。

普通輝石の顕微鏡的觀察 本輝石を鏡下に於て検すれば、黄緑色を呈し、累帯構造の発達は著しく、内部は緑色に、外縁は黄色に優つて居る。多色性が認められ X = 淡緑色、 Y = 淡黄色、 Z = 稍黄淡緑色であり (010) 薄片よ

りも (100) 薄片の方が顕著である。柱面に平行な壁開は (001) 薄片に依り 88° で交わっている。割目或は壁開に沿ひ uralite 化している事がある。包裹物としては粒状又は塊状の magnetite, 自形柱状の plagioclase (An. 57~62%), 及び赤褐色の鉄の酸化物, 黒褐色の玻璃を認める。所謂砂時計構造は薄片が厚ければ明らかに認められるが, 薄い時には明瞭ではない (Fig. 3)。複屈折は外部の方が内部より僅かに高く感ぜられ, 屈折率も同様に外部の方が一般に高い。屈折率は浸液法で測定の結果 $\alpha=1.686\sim 1.689$, $\beta=1.692\sim 1.694$, $\gamma=1.710\sim 1.713$ であり, 光軸角は自在廻転台で測つた結果 $2V(+)=57^\circ\sim 59^\circ$ であり, 屈折率と逆に内部の方が外縁部よりも, その光軸角は大きい傾向にある。尙, 本輝石の比重を測定した結果は $3.317(4^\circ\text{C})$ である。

普通輝石の化学組成 a, m, b, c, 面より成る単晶を選び, 之を碎いて, ツレー液にて選別し, 馬蹄形強磁石を使用して磁鉄鉱を含むものを除去し, 次で双眼顕微鏡下にて識別し,

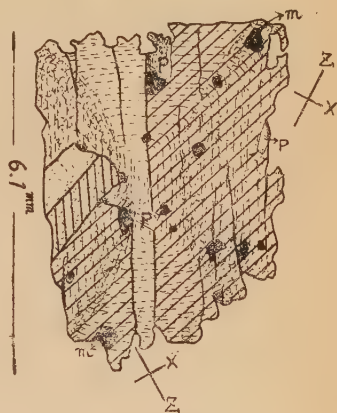


Fig. 3

透入双晶及び砂時計構造を示す
普通輝石 (010)
p; 斜長石 m; 磁鉄鉱

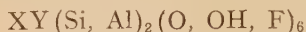
第 1 表

	Wt. %	Mol. prop.		Atom ratios	Atom ratios when O=6000
SiO ₂	50.58	843	Si	843	1846
Al ₂ O ₃	4.01	39	Al	78	171
Fe ₂ O ₃	3.22	44	Fe'''	88	193
FeO	7.31	101	Fe''	101	221
MnO	0.17	2	Mn	2	4
MgO	13.61	340	Mg	340	745
TiO ₂	0.68	9	Ti	9	20
CaO	18.51	330	Ca	330	723
Na ₂ O	0.71	11	Na	22	48
K ₂ O	0.23	2	K	4	9
H ₂ O+	0.69		O	2734	6000
H ₂ O-	0.41				
Total	100.13				

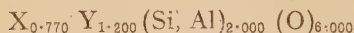
精選せるものを、分析資料に供した。其の結果、及びそれから得られた分子比、原子比は第1表に示す通りである¹⁾。

普通輝石の化学式 普通輝石の化学式に関しては、F. machatschki の化学式²⁾、B. E. Warren 及び J. Biscoe の化学式³⁾、W. A. Deer 及び L. R. Wager の化学式⁴⁾ が代表的なものであり、その各式に倣つて表わすと前頁の如くなる。

1) F. Machatschki の化学式



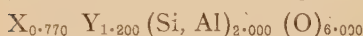
但し、 $X = \text{Ca}, \text{Na}, (\text{K}), (\text{Mn}), (\text{Mg}), Y = \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Al}, (\text{Zn}), (\text{Ti})$ 。



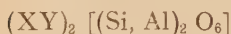
2) B. E. Warren 及び J. Biscoe の化学式



但し、 $X = \text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, Y = \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti}, \text{Li}$ 。



3) W. A. Deer 及び L. R. Wager の化学式



但し、この化学式は鉄の多量なる単斜石の化学式に適應されている。



上の三式に於て (Si, Al, Ti): O の比は何れも 2:6 となり一致するが (Ca, Na, K) と (Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti) の比は F. Machatschki の式には一致せず (Ca, Na, K) は 1 より少く、(Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti) は 1 より多い。而し、W. A. Deer 及び L. R. Wager の式に依れば (XY)_{1.970} となり略 2 に等しくなり、満足すると云える。

Wo—En—Fs 圖 本輝石を wollastonite (Wo. = CaSiO_3), enstatite (En. = MgSiO_3), 及び ferrosilite (Fs. = FeSiO_3) の重量比率で示す三角形図に投影して見ると化学成分関係は明になる (Fig. 4)。中央部に diopside (Di. = $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)——hedenbergite (Hd. = $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) の線を引く事が出来、本輝石は Wo. 39.13 En. 34.78 Fs. 26.09 (Wt. %) であり、Di—Hd 線より下部に落ちる。この事は、Machatschki の化学式に於て、 $X = (\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}) < 1$ であり、 $Y = (\text{Mg}, \text{Fe}'', \text{Fe}''', \text{Mn}, \text{Ti}) > 1$ となつた結果と同じ事を示すものであり、Machatschki の化学式を満

1) 総会に於て発表せる分析値に就て、河野博士よりの御助言あり、再分析を行つた結果である。

2) F. Machatschki, Zeit. Krist. **71**, 229, 1929.

3) B. E. Warren and J. Biscoe, Zeit. Krist. **80**, 401, 1931

4) W. A. Deer and L. R. Wager, Min Mag. **5**, 16, 1938

足すべきものは当然 Di-Hd 線上に落ちる成分の輝石のみであり、河野博士¹⁾北原氏²⁾の指摘されて居られる様、普通輝石の化学式は Machatschki の XY (Si,Al)₂O₆ は不適當であり、寧ろ W. A. Deer 及び L. R. Wager の化学式 (XY)₂[(Si,Al)₂O₆] で表わす方が妥當であると考え。富田博士³⁾はアルカリ岩中の普通輝石と、カルクアルカリ岩中の普通輝石を、Wo-En-Fs 図に表わせる場合、アルカリ岩中の普通輝石は Wo 分子に富み Di-Hd 線より上部に落ち、カルクアルカリ岩中のものは Di-Hd 線より下方に落ちる事を述べられている。

本輝石の母岩は後述の如くに Bandose のカルクアルカリ岩であり、同氏の述べられた如くに Di-Hd 線より下方に落ちる。

構成分子 神津淑祐博士及び Washington 氏に依る化学成分より構成分子のメタ珪酸塩分子を算出する方法が従来行われている⁴⁾ 其の方法にて構成分子を算出すると第 2 表に示す様になる。此の表に依ると透輝石分子 76.10% と云う多量の成分を含み、鉍輝石分子は少量存在するが、ヘデン輝石分子は存在

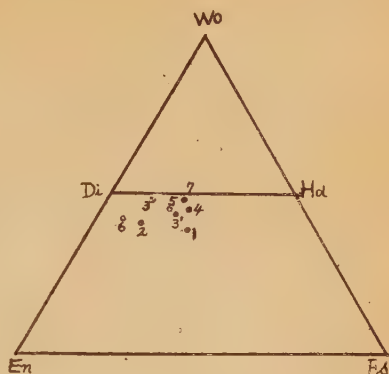


Fig. 4

Wo—En—Fs 三角図 (重量比)

1. 本谷越産 (松本)
2. 聖山産 (河野)
3. 輪荒産 (綠色)
- 3'. " (黑色) } (北原)
4. 駒ヶ岳産 (神津, 瀬戸)
5. 米山産 (久野, 田中專)
6. 西ヶ岳産 (大橋)
7. 漢努山産 (原口)

※ 人名: 研究者, 分析者

第 2 表

	wt. %
Na Fe Si ₂ O ₆	5.96
Ca Mg Si ₂ O ₆	76.10
Mg Si O ₃	0.54
Fe Si O ₃	7.13
Mn Si O ₃	0.14
Fe ₂ O ₃	5.63
Al ₂ O ₃	4.25
Ti O ₂	0.25

1) 河野義礼: 岩礦, **22**, 61~69, 昭 14.

2) 高橋純一, 北原順一: 岩礦, **35**, 15~23, 昭 26.

3) 富田 達: 地質学雑誌, **44**, p. 953, 昭 12.

4) 神津淑祐, 瀬戸国勝, 上田潤一: 地球, **9**, p. 415, 昭 3.

しない。Larsen 及び Irving¹⁾ は San guan 地域の諸種火成岩中の各種

第 3 表

	紫蘇輝石普通輝石 石安山岩 wt. %	紫 蘇 輝 石 (斑 晶) wt. %
SiO ₂	54.23	52.42
Al ₂ O ₃	17.85	1.43
Fe ₂ O ₃	3.81	1.17
FeO	5.78	19.49
MnO	0.15	0.89
MgO	3.72	23.08
CaO	8.36	0.94
Na ₂ O	2.46	
K ₂ O	1.37	
H ₂ O+	0.89	0.52
H ₂ O-	0.66	0.24
P ₂ O ₅	0.18	
TiO ₂	0.25	0.21
Total	99.71	100.59
	II. 4. 4. 4~5 Bandose	X _{0.994} SiO ₃ 但し X = Fe ^{II} , Fe ^{III} , Mn, Mg, Ca, Al. Si = Si, Ti, Al.

輝石の化学分析を行い、
メタ珪酸塩分子を算出
し、clinohypersthene
分子に富むのは高温岩
であり、晶出温度の降
下するに従つて減少す
ると述べ、輝石安山岩
の晶出する温度では
clinohypersthene分子
を 24 % 含むと云つて
るが本輝石の母岩の珪
酸は 54% のものであ
り、その斑晶普通輝石
の clinohypersthene
分子は 7.8% にすぎな
いものである。

本輝石の母岩及び共
存紫蘇輝石 本輝石を
含む岩石は前述の如く
hypersthene augite

andesite の熔岩であり、肉眼にて暗黒色斑状の粗鬆なる岩石で、鏡下にては石基は斜長石 (An. 64~66%) 普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉱及び玻璃質より成り、構造は hyalopilitic である。斑晶としては今研究対象とせる普通輝石の外に自形又は半自形の斜長石 (An. 69~70%) 及び自形長柱状の紫蘇輝石 ($\alpha = 1.695$ $\beta = 1.704$ $\gamma = 1.709$ $\gamma - \alpha = 0.016$ $2V(-) = 53^\circ \sim 55^\circ$) を存してゐる。この岩石全体の化学分析値及び斑晶紫蘇輝石の化学分析値は第3表に示す通りであり、岩石は C. I. P. W. の分類に従えば II. 4. 4. 4~5 即ち Bandose であり、一方紫蘇輝石の化学式は X_{0.994} SiO₃ となり紫蘇輝石の化学式を満足する (但し X = Fe^{II}, Fe^{III}, Mn, Mg, Ca, Al, Si = Si, Ti, Al)

結 語

本谷越産の輝石を化学分析せる結果 CaO の少量であり Al₂O₃ の多い値を示す。本輝石が多色性を有する一因としては CaO 少く Fe₃O₃ が多く、

1) E. S. Larsen and J. Irving, Amer. Min., Vol. 21, p. 694, 1936

又アルカリの若干多い結果に依ると考えられるが明らかでない。其の外、砂時計構造、累帯構造の発達せるものは FeO 7~10% の多量である事が多いと伊藤貞市氏は述べられているが¹⁾、この点に於ては一致する。昭和27年大分大学にて開催された日本地質学会総会に於て発表した後、この方面の問題に非常な関心を持つて居られる方々よりの御問い合わせに答えて乱稿ながらペンを取つた次第である。

尚稿を終るに当り、分析値について有益なる御助言を賜つた商工省技官河野博士、並びに種々御便宜を計つて下さり、御指導下さつた熊本大学遠藤教授、松本唯一教授、福山助教授に対して謝意を表する。

秋田縣森吉山のブナ地帯及びポドソル地帯 に於ける土壤中の礦物について

On minerals in the soil of Beech zone and Podsol
zone at Moriyoshi-yama, Akita Pref.

兼 松 四 郎 (Shiro Kanematsu)

緒 言

1949年の夏、農学博士、塩入松三郎氏は、秋田縣森吉火山のポドソル(Podosol) 土壤研究の爲め登山せられ、その際各地帯で採取せし土壤を提供せられし故、筆者は土壤中の礦物の分布状況並びに性質について研究し、その概要に關しては、既に日本土壤肥料学会に於て発表せり。その後再検討したる結果、簡単ではあるが、一応物理的性質を纏めしを以て、ここに報告する。

ここに、貴重なる資料を提供し且御指導賜りし、塩入博士に感謝の意を表す。

位 置： 森吉山は秋田縣北秋田郡の南東隅に位す一活火山にして、南は打当川、北は小又川、西は第三紀丘陵と境し、東は焼山群山の一部と接せり。

地形及び地質： 森吉山近傍の地質に關しては、大日方順三氏により詳細に調査が行われ、震災予防調査会報告第50号に発表せられ居れり。氏の報告によれば、森吉火山の火山活動は第三系中新統に始まり、石森嶽

(1248 M). 前嶽 (1227 M). 一ノ腰嶽 (1235 M) 及び立ヶ森 (1040 M) を外輪山とし、向嶽 (1454 M) を火山丘とする二重式火山なり。

石森嶽の南々東は火口丘向嶽と全く癒合し、平坦なる地を作り、森吉火山の南側に北側に比して概して傾斜の急なるは向嶽は旧火口の南方に偏し南壁の一部を破壊して南方に流出せる為なり。本火山の活動は凝灰岩に初り、末期に至り熔岩及び泥流を出せりと。

試料作製方法： 先づ試料に適當の水を加え、指頭にて能く碎き、再三傾斜法により洗滌したる後、腐植質を除去せんが為め、アンモニア水を添加して二三回洗滌せり。かくして得たる試料に蓆酸を加え（橄欖石 $2(\text{Mg. Fe})\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ 及び炭酸塩化合物を含有せる場合を考慮し塩酸を用いず）礦物の周辺に附着せる水酸化鉄を取り去りたる後、蒸溜水にて洗い、乾燥後供試料とせり。

鏡下にて觀察するに當りては、先づ磁石を用いて含鉄礦物の有無を調べたる後、一定量を採取し之を瑪瑙の乳鉢中にて軽く上方より碎き粉末とせり。粉末とせる試料をデッキ硝子上にて、ニトロベンゾール液 ($n=1.56$) 中に浸し鏡下にて觀察せり。その結果次の如し。

(1) 500 米附近にて採取せる土壤中には珪長質礦物として、石英及び斜長石、有色礦物として玄武角閃石、紫蘇輝石、輝石及び少量の磁鉄鈦、黒雲母含有す。石英は円味を帯びたるものと角稜を有するものとあれど、中には磷灰石針並ひに磁鉄礦を包裹せり。又玄武角閃石の中には、往々磁鉄鈦と輝石との細粒状集合物（オパーサイト縁）に移移せるものあり。

(2) ブナ地帯 (840 米) は各種熔岩及び泥流、混在し土壤中に石英、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石及び少量の磁鉄鈦、黒雲母含有せり。石英は 500 米に於ける土壤中の石英に比し稍々減量せり。斜長石は時々アルバイト式双晶をなし、概ね酸性長石（曹灰長石か中性長石）なり。紫蘇輝石並びに普通輝石は下層に至るにつれ、その量を増加し共に短柱状を呈せり。

(3) ポドソル地帯 (1280 米) は造岩礦物より察するに、輝石を主体とする安山岩にして、大日方氏の所謂石森熔岩か。

石英は全く欠き、珪長質礦物は、只斜長石のみにて、多くは自形を呈し、聚片双晶をなせるも、中には熔蝕のため形態不鮮明のものも尠からず。消光角 $37-40$ 度して曹灰長石なるべし。

有色礦物は、輝石、紫蘇輝石を主とし、外に少量の磁鉄鈦及び角閃石あり。輝石類は下層程その量増加し、共に淡緑色か緑褐色を呈し、輝石中には六角形の磁鉄鈦と共存するもあり。之等の礦物を薄片にし鏡下にて觀察せるに B 層及び C 層、即ちポドソル中に含有せらる各鈦物は、先れも周縁は赤褐色を呈すか、或は割目は赤褐色化せり。

此理由に關しては、未だ詳かにせざるも、針葉樹の腐植は強き酸性となり、降雨のため腐植酸はゾルとなり、浸透水と共に下層に透過するが、この浸透されし土層中より、鉄、礬土及粘土等は、膠質的にかきされ、真正腐植酸か、フルボ酸と複雑なるゾルとなり移動し、周囲の礦物を取囲むか、或は浸透せるものと考えらる。

(4) 森吉山頂は古来より塩基性噴出岩よりなると報告されしが、本地域より採取せる土壤中には、各層中に石英存し、他に造岩礦物とし酸性長石(灰曹長石か中性長石)、輝石、紫蘇輝石、玄武角閃石及び少量の磁鉄鉱、黒雲母の存在せる点より、むしろ、石英安山岩とも考えらる。

石英の多くは角稜を有し、液体を包裹し斜長石は短冊状をなし、聚片双晶又は累帯構造をなす。輝石類は、いづれも黒色短柱状をなし、中には周囲が分解し暗褐色となれるものあり。

以上各地帯にて採取せる土壤中に含有せらる礦物を表示すれば次の如し。
以上より次の結論を得たり。

1. 500 米標高にて採取せる試料中には、石英は各層中で認められ、斜長石も酸性にして、流紋岩を母岩とせるものの如し。
2. ブナ地帯には、石英は 500 米に於けるものより稍少量にて各種有色礦物を混じたる点より、泥流及び各種熔岩の風化物を母体とせるものの如し。
3. ポドソル地帯は紫蘇輝石—輝石安山岩を母岩とし、B, C. 層にては、輝石類及び長石類は、鉄その他の溶液にて色染せられたり。
4. 山頂の各層に石英存し、母岩は石英安山岩と推考せられたり。

大分縣珠簾山に於ける母岩の變質に就いて

The mother rock alteration in the Kusu mine,
Oita Prefecture.

木下 亀城 (Kameki Kinoshita)

牟田 邦彦 (Kunihiko Muta)

VI 變質作用の機構

鉱床を形成し且母岩を變質せしめた硫酸々性溶液の大部分は、恐らく硫酸化合物の酸化によつて生じた H_2SO_4 に由来し、酸性下降水たとえば硫

化鉄が酸化されて生じた硫酸性溶液は鉍体近くの1部を除いては著しい変質作用を与えないものと思われる。(然し玖珠鉍山の鉍体で最も地表より浅い部分は約5mに過ぎず、かゝる部分では下降水による変質作用も考慮されねばならないと思われる。鉍体より滴下する水はpH. 2.5~2で極めて酸性が強い。又鉍体にも多量の蛋白石を生ずる。)

而して鉍体周辺部に発達する粘土及び珪化岩の大部分が、上述の上昇硫酸性溶液により生成された事は鉍体周辺部にみられる変質岩の分布のみより見るも明らかである。一般に下部より未変質な岩石に接して粘土帯の発達があり、地表近くに従つて珪化帯の現出が著しい。即ち変質岩の分布にもほぼ帯狀分布を認めることが出来る事から、恐らく上昇熱水溶液の温度・圧力及び酸性度が地表に近づくに従つて順次変化を示したものと解釋さるべきであらう。

変質作用の過程には常に新鮮な岩石が次々におかされて行く場合と、変質作用の1部が常に多少づゝoverlapする場合とがあり、前者では変質帯は比較的帯狀に規則正しく分布するに反して、後者では決して整合的でなく且不規則な入乱れた境界を有する。勿論両者共に共存する場合も当然考慮されるが、もしも変質をもたらした溶液又はガス上昇の途上に不浸透性にて且おかされ難い岩石が存在すると、その変質帯の分布は一変する。岩手県松尾鉍山に於ては¹⁾富鉍体の分布は安山岩質熔岩の分布と一致し、角礫岩中よりも熔岩の下部及び熔岩中では高品位を示す。恐らくかゝる熔岩がCap rockの役目をなし、鉍化ガス及び溶液の停滞を示し富鉍部を招来せしめたものと思われるが、同時に母岩えの変質作用にも大なる差異を生ぜしめている。

又一方本邦硫黄鉍床に於ては、多くの場合多孔質な母岩の部分、特に角礫岩を選択的に鉍化せしめ、従つて鉍化帯の形態は此等岩石の分布と溶液又はガス上昇通路とによつて支配され、其結果扁平な又は不規則塊狀を示し、規則正しい帯狀の形態を余り示さない²⁾。これは硫黄鉍床を形成する硫黄の多くが硫黄ガスより生じたため、空隙の多い母岩の部分に特に自然硫黄を沈澱せしめたためであるが、又火成碎屑岩は硫酸性溶液又はガスのため比較の変質され易く、此様な硫黄を沈澱せしめる空隙を変質の結果容易に生ぜしめ得るからでもある。

1) 同鉍山鈴木敏学士の調査による。

2) 早瀬喜太郎：日鉍誌 64 卷 728 号 p. 309~314 (1948)

" " 65 卷 730 号 p. 1~6 (1949)

" " 66 卷 740 号 p. 20~24 (1950)

" " 66 卷 743 号 p. 164~169 (1950)

玖珠鉱山に於ても恐らく上述の理由から砂礫層及び火成碎屑岩の部分が最も好適な鉱化帯となり得たものと思れ、未だ下盤をなす両輝石安山岩の部分よりは鉱床は発見されていない。更に鉱体の形態も前述の如く不規則な芋状若しく扁豆状を示し、母岩の層理や裂隙にほぼそつて発達する。而も層理と裂隙との交錯する部分や、砂礫層の岩相の僅かな変化（変質の著

第 5 図 (イ)

玖珠川露頭に於けるスケッチ

0.. 鉱体 (硫化鉄の鉱染に富む青粘土)

大.. 径 2.5~5cm の安山岩質円礫よりなる。

小.. 角閃石安山岩質浮石を主とする径 1cm 以下のもの多し。



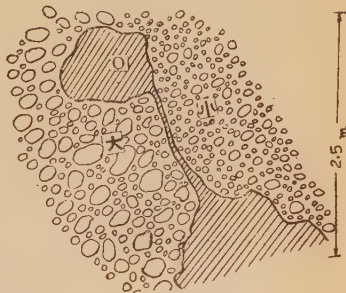
第 5 図 (ロ)

玖珠川露頭に於けるスケッチ

0.. 鉱体 (青粘土に富む)

大.. 2~6cm の円礫~頭円礫よりなる。特に 10cm 近くの礫あり一般に不同。

小.. 1cm 以下の礫多し。時には大きな礫を濕へ変化著しい。



第 5 図 (ハ)

新坑に於けるスケッチ

0.. 鉱体 (低品位)

礫は大きさ不同にて頭円礫及び角礫よりなる。



しい部分では観察し難い。)によつても富鉄体の発達が支配され、又かゝる事實は本鉄床が地表近い個処で生じた事を示すものであろう。第5図に露頭及び坑内でみられた鉄体の産状を示したが、砂及び礫が急に粗又は細粒に変化する部分や、又多孔質な礫層に変化する部分の移化帯に屢々鉄床(又は、硫化鉄を含む粘土)が発達する。又特に大きい角礫(角閃石安山岩礫のなかには節理にそつて板状な長さ8m~1m程の一見岩脉状のものがある。)の下部でも(ハ)図の如く、あたかも礫の下方にて鉄液が停滞した如くに鉄体が発達する場合もみられる。

かくの如く鉄体は常に粘土帯中又は粘土帯と直ちに接して居り、鉄体を遠ざかるに従つて珪化作用が著しい。而して此等各変質帯の規模の大小は亦鉄床の規模の大小を示す場合が多い。即ち此等の事實は鉄体の生成は、此等母岩の変質作用と共に行れた事を物語るもので、母岩の変質作用も亦溶液の諸性質の変化の外に、母岩の構造的な変化により相当大きく支配されるものと思れる。

然し変質帯の形成に最も重要な因子は溶液の酸性度と温度であつて、従来の研究によれば、酸性度と温度の変化に従つて生成鉄物を異にし、相当高温にて(約500°C前後¹⁾)酸性度が高くない場合には鋼玉、ダイヤスポッ及び葉蝸石等を生じ更に酸性が強くなり、温度が降ると以上の諸鉄物に代つてカオリンを生じ、更に酸性が強くと温度が下ると(カオリン=350~370°C²⁾明礬石=100~200°C³⁾)明礬石を生ずる。而して其上に酸性度が強くなると以上の諸鉄物は溶解され、其結果著しい珪化作用が認められる。即ち此等諸鉄物を構成する諸成分の大部分は、母岩中の諸成分の変質作用に依る溶出移動及び集積により仰ぐことが出来るので、以上の酸の強さ及び温度の変化が、地表に近づくに従つて順次変化して行くと上述の如き諸鉄物の帯状分布をなすに至る。

翻つて硫黄孔に於ける硫黄の成因には数々の考察がなされているが³⁾、又 H_2S の酸化によつても生ずる。 $(2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S})$ Becker⁴⁾によれば H_2S から H_2SO_4 への酸化には 201500 カロリーを生じ、 $\text{H}_2\text{O} + \text{S}$ への酸化には 59100 カロリーを発熱する。従つて地表面の如く酸素が過剰な場合には H_2S は完全に酸化して硫酸を生じ、酸素の不充分な個処で

1) G. Friedel: Bull. Soc. Min. France. 14.7 1891.

E. Baur: Zeit. f. Inorg. chem., 72. 153. 1911.

2) 岩生周一: 日本地質学会総会講演, 昭和26年4月(京都), R. T. Leomard: Econ. Geol., 22. 1927

3) 木下龜城: 九大理学部研究報告 第3巻2号 p. 31 昭26

4) G. P. Becker: Mon. U. S. Geol. Survey, Vol 13. p. 254, 1888

は水と共に自然硫黄を遊離する。

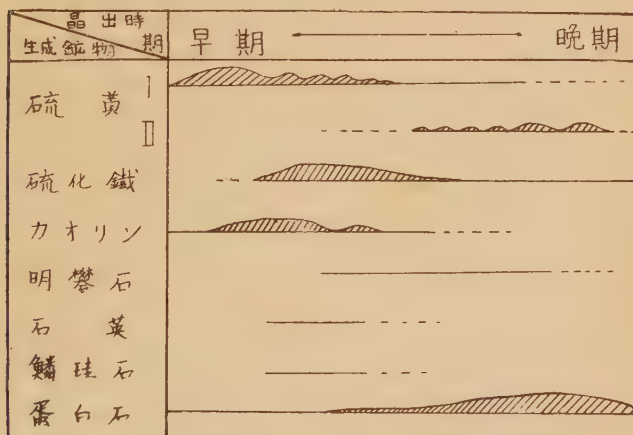
玖珠鉾山の如く地下浅処に於て生成された鉾床に於ては、酸素の供給も比較的に行れ得るので、 H_2S ガスは酸化されて硫酸性溶液となり、母岩へ変質作用を与えるが、溶液は漸次上昇するに従つて、温度は低下する。之に反して酸性度は H_2S の完全な硫酸への酸化（地表に近い程酸素の供給は充分となるので）により、いさゝかも低下せず、却つて地表近い程酸性度は高まり、且他の変質帯よりの珪酸も加つて地表近くに強珪化帯を認めるに至つたものであろう。又地表へ通する噴気孔及び裂隙の閉塞或は開通其他の理由によつて外圧が高まつたり、又は低下であると、鉾化ガスの液化や熱水溶液の気化等が繰返えされて、其度に S を沈澱せしめたり、或は硫酸性溶液となり母岩への変質作用は更に進められて行くものと思れる。

VII 鉾 化 作 用

本鉾床に於ける鉾化作用には (1) 黄灰色乃至暗灰色の不純な硫黄鉾の生成 (2) 硫化鉄鉾の生成、(3) 所謂“鷹ノ目”硫黄の生成の 3 時期に分たれる。

不純な硫黄鉾は鉾体の 1 部に塊状又は不規則な脉状で産する。多くの不純黄と硫化鉄鉾との境界部は、比較的に明瞭で凹凸に富み、又硫化鉄鉾脉

第 3 表 玖珠鉾山に於ける鉾物の晶出順序



によつて屢々切断される。且脉状のものも多くは連続性に乏しく、むしろ硫化鉄鉾脉の細脉に切られた小さな角礫状のものが脉状に配列している場合が多い。かゝる事実是不純硫黄鉾の生成が、硫化鉄鉾に先んじて生成さ

れた事を示すもので、先ず不純黄鉄の鉄染が行れた後に、硫酸鉄に富んだ鉄液によつて硫化鉄鉄を沈澱せしめ、この際に上述の如く硫黄脈は角礫化されたものと思れる。然し左2番坑道に於ては今なお H_2S ガスの噴出をみる個処があり、現在もなお硫黄鉄の生成が認められるが、勿論不純硫黄鉄のなかでは硫化鉄鉄の品出に遅れたものもみられる。たとえば右二番坑道より産した硫黄鉄のなかには硫化鉄鉄中に鉄染状又は脉状で産し、多量の硫化鉄鉄を包有し、前者の如く硫化鉄鉄脉より切断される事はない。又角礫状のものも、硫化鉄鉄沈澱後の空洞を満して生じている。而して硫黄鉄の生成と硫化鉄鉄の生成との間には、常に密接な成因的關係が認められ、大部分のものがほとんど同時期に僅かな時間的な差で相次いで生成されたものであろう。

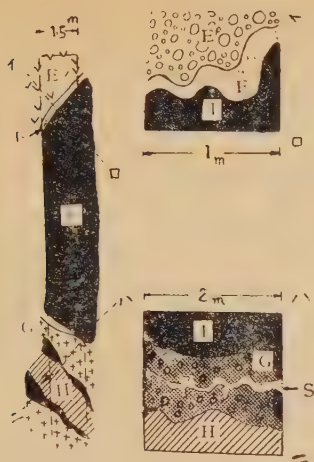
硫化鉄鉄のほとんどは微細な白鉄鉄の集合体よりなり、極めて酸化し易い。屢々仏頭状又は皮殻状をなし、カオリンや蛋白石を中心にして同心円状構造を示して生ずるものもある。Allen 及び Crenshaw¹⁾ によれば、母液が弱酸性の時は白鉄鉄のみを生じ、微弱酸性の時は黄鉄鉄と白鉄鉄の混合物を生じ、而して強酸性の場合には硫化鉄鉄は全く沈澱しない。故に本鉄床に於ても硫化鉄鉄を生ぜしめた母液の酸性度は余り強くなく弱酸性であつた事が考えられる。従つてかゝる鉄液が母岩へ変質作用をあたえた場合には、前述の如く相当に温度が高ければ高陵土や明礬石を生じ得るので、本鉄床でも鉄体に接してカオリンに富む粘土帯の発達を認むることが出来る。此処に興味深いのは右半番坑道中段に於ける母岩の変質で此処でも硫化鉄鉄々体と弱変質岩との間には約 20~50cm に亘つて硫化鉄鉄を鉄染せしめた青灰色粘土帯を生ずる。然し同一坑道内で硫黄鉄（不純、黒褐色〜黄褐色）を多産する個処では粘土帯を認めず、硫黄鉄は未だ母岩の構造を残した白〜灰白色の珪化帯（粘土状 指頭粉状化する）に接する。（第6図イ）この様な事実は又硫黄鉄が母岩と接する個処では常に認められる。（第6図ロ）、これは硫黄の生成は H_2S を含むガスの作用によつて行れたため、硫黄ガスの Si 以外の諸成分を溶出したため前者とは異つた変質作用を母岩の与えたものと思れる。

此等の硫化鉄鉄に伴つて蛋白石の沈澱がみられ、仏頭状、皮殻状脉状及び不規則な塊状で産する。此様な珪酸は鉄液により母岩の粘土化（カオリン化）が進むにつれて²⁾、母岩より珪酸が鉄液中へ加えられ、更に温度の低下と共に硫化鉄鉄の品出後、再び珪酸は蛋白石として沈澱したものであろう。

然し又一方硫酸鉄溶液に於て、溶液の酸性度及び濃度が充分低い際には

1) E. T. Allen and J. L. Crenshaw: Am. Jour. Sci. XXXVIII 1914

2) 分析表にも明らかな如く粘土帯の珪酸はカオリンを生ずると共に減じて行く。



第 6 図 (イ) 右 1 半中段坑に於ける母岩の変質



第 6 図 (ロ)

- E 弱変質岩 (原岩の構造明らか) 珪化を多少受く。
 F 青粘土帯 (原岩の構造失れる, カオリン質)
 L 鈹体 (白鉄鈹を主とする)
 G 珪化帯 (原岩の構造を残す)
 H 硫黄鈹
 S 珪酸に富む白色粘土脈

- U 弱変質岩 (珪化作用をうく)
 V 青粘土帯 (カオリン質)
 W 白色粘土帯 (珪酸質)
 Y 硫黄鈹
 X 硫化鉄鈹

褐鉄鈹が沈殿するが、更に酸性度が高くなると鉄明礬石を生ずる。而して酸性度が稍高まり、又は H_2S ガスを有する溶液中では却つて明礬石は容易に侵され白鉄鈹を主とする硫化鉄鈹を沈殿せしむる。故にたとえ鈹体中 (又は周辺部) に明礬石を生じて、熱水溶液中へ溶出されてしもうが、此様に溶液中へ導入された Al^{+++} は溶液中の珪酸ゾルを凝膠せしめて容易に蛋白石を生ぜしめるので、かかる作用に依つても硫化鉄鈹に伴つて蛋白石の生成が行れるものと思れる。

次に“鷹ノ目”硫黄は黄色又は黄褐色半透明で不純硫黄を貫き、或は又不純硫黄が二次的に熔解して生じた空洞中に未だ流状構造を残して産する。前者に比べて純粋で、以上の鈹化作用終了後は其途上に於て地下深処より上昇した溶液が屢々外圧の急激な減少による噴騰又はガス化によつて、既成硫黄の再熔融により生じたものである。

以上の3者に就いて分光分析を行つた結果は次の如くである。

第4表 硫黄及び硫化鉄の分光分析

試料	Fe	Al	Si	Mg	Mn	Ti	Ba	Ca	Ag	Pb	Cu	Zn	Cd	Ge	As
不純硫黄	S	S	S	±~W	W	S	±~W	±	±	?	??	-	-	-	-
鷹ノ目硫黄	-	W	-	-	W	-	-	-	±	-	-	-	-	-	?
硫化鉄鉱	X	W	W	W	W	W	-	-	W~M	±~W	M	M	W	±	?

記号 S 強い, M 中間の強さ, W 弱い, ± 非常に弱い, ? 疑しい, ?? 極めて疑しい, X 主成分 (分析者: 国分信英)

第4表の如く鷹ノ目硫黄は初期生成の硫黄に比べて純粹である。又硫化鉄鉱中には Al, Si, Mg の外に Mn, Ti, Ag, Pb, Cu, Zn, Cd, Ge, 及び As を認むる。

VIII 結 語

i) 玖珠鉾山は砂礫層, 角礫岩及び火山灰中に発達する硫黄・硫化鉄鉱床で, 硫化鉄鉱は黒色土状乃至塊状の白鉄鉱を主とする。

ii) 鉄体の形は母岩の層理にのびた不規則な塊状又は扁豆状をなす。

iii) 多くの場合, 鉄体を包んで, カオリンに富む粘土帯が発達し, これを包んで更に珪化帯がみられる。即ち未変質岩より粘土帯珪化帯の順序に変質作用が行われている。

iv) 粘土帯では Al が固定され, Si の一部及び Mg, Ca, Fe アルカリのほとんどが溶出されるが, 多量の水が加えられる。

v) 珪化帯では Si 以外の諸成分は悉く溶出される。然し以上の各変質岩を通じて Ti には変化をみない。

vi) 硫化鉄鉱は弱酸性の含硫酸鉄熱水溶液より沈澱したものと思われるが, このため鉄体周辺部ではカオリンを含む粘土帯の発達をみるに至つたものである。従つて粘土帯の広狭は亦鉄床の探鉱に際して指針となり得る。

鑛物學及び結晶學

7301, **メタミクト状態** Pabst, A.

メタミクト (metamict) の語が近年廣く使われる様になつてきたが、この語を初めて定義付けたのは Broegger で、氏は非晶質を Porodine (セラチン状物質の硬化したもので例えば蛋白石), hyaline (例えば黒曜岩の様な、熔触物質の急冷で出来たもの) 及び metamict (初め結晶質であつたものが、時の経過に伴つて非晶質の性質を帯びる様になつたもの) の3つに分けている。メタミクト鉱物は光学的に等方性であるが、一部は異方性を示すこともあり、一般に不均質である。ガドリナイトに見られる様に、加熱して或る温度に達すると発光性を示す。一般に劈開はなく、断面は貝殻状で、又加熱後は比重を増すと共に酸におかされ易くなる。トリウム石の様に X 線的にも非晶質で、一般に U 又は Th を含んでいる。

筆者は X 線的にメタミクト状態を研究し、粉末写真が全く廻折線を示さない様なトリウム石の試料を、710°C に加熱した場合には等軸晶系の ThO_2 と非晶質の混つたものに変わり、935°C に加熱すると、大部分が正方晶系の ThSiO_4 となり、約 1400°C に加熱すると殆んど全部が單斜晶系の ThSiO_4 になることを確かめ、ハットン石 (本欄 7214 参照) とトリウム石の関係を明かにし、又方トリウム石とジルコンについても実験を行つている。大きな褐色の結晶として産するオクラホマのジルコンはメタミクト状態を示し、加熱後は廻轉写真も異なる。(Am. Min. **37**, 137-157, 1952) [大森]

7302, **等軸晶系の粉末寫眞の圖式指數****付けと格子恒數の精密測 に有効な廻折線の選擇** Straumanis, M. E.

格子恒數を精密に測定するために最も適した、粉末写真上の廻折線を選ぶために便利な圖式的方法が述べられ、同時にこの方法に依つてその粉末写真の指数付けも出来る。この方法は三次元の通格子を基にするもので、これは等軸晶系の場合には極めて簡單になる。(Am. Min. **37**, 48-52, 1952) [大森]

7303, **新鑛物 bystromite $\text{Mg Sb}_2\text{O}_6$** Mason, B., Vitaliano, C. J.

メキシコの El Antimonio 産のアンチモニイ鉱石中に、 MgSb_2O_6 に相当する新鉱物が発見された。但し Mg はこの式で示されるよりも不足し、又 O の一部は OH で置換されている。本鉱物は塊状を呈して、石英脈中に黄アンチモン華と共に産し、色は青灰色で、條痕は淡灰色を示し、硬度は 7 度、比重は 5.7 である。屈折率の平均値は 1.86 と 1.91 の間に変化し、複屈折はほぼ 0.01 である。X 線的に正方晶系で、單位格子恒數は $a = 4.68\text{\AA}$, $c = 9.21$, 軸率は $c = 1.968$, 又空間群は $P4/mnm$ で、結晶構造は trirutile 型である。本鉱物はタピオ石 (Fe, Mn) (Ta, Nb) $_2\text{O}_6$ と類質同像をなす。因みに本鉱物名はスウェーデンの結晶化学者 Byström 氏を記念して命名された。(Am. Min. **37**, 53-57, 1952) [大森]

7304, **Venezuela 産の板温石** Hess, H. H., Dengo, G.

この板温石は Venezuela の Federal 地方を地質調査中に見出したもので、化学分析の結果、化学式は $\text{Mg}_7\text{Si}_5\text{O}_{13}(\text{OH})_8\text{nH}_2\text{O}$ で表わされる。ここに $n = 1.4$ である。屈折率は $\alpha = 1.5615$, $\beta = 1.5660$, $\gamma = 1.5670$ (何れも ± 0.0005) で、最大複屈折は $\gamma - \alpha = 0.0055$ である。光軸角は経緯鏡台で測定し (-) 2V

≒47.5° が得られた。板温石の産状から、超苦土鉄火成岩が動力熱変成作用を受けて生ずる場合と、絹布石の様に、蛇紋岩中で苦土質斜方輝石の交代する場合の2つがあり、本鉱物は緑色片岩相の緑泥石—黒雲母亜相よりもやり高度の動力熱変成作用下で、蛇紋岩の温石棉から変化して生じたものである。(Am. Min. **37**, 68-75, 1952) [大森]

7305. Afwillite の熱分解 Moody, K. M.

南阿 Kimberley 産の天然 afwillite ($\text{Ca}_3(\text{SiO}_3\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) を試料として、白金ボート上で電気炉中に 500~550°C 及び 1000~1300°C に加熱し、生成物の X 線粉末写真を標準物質のそれと比較した。551°C 加熱の場合は $\gamma\text{-Ca}_2\text{SiO}_4$ 、石英及び方解石の存在が認められ、CaO に相当する線は見られないが、その熱分解方程式は $\text{Ca}_3(\text{SiO}_3\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \xrightarrow{550^\circ} 3\text{H}_2\text{O} + \text{Ca}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 + \text{CaO}$ で表はされるものであろう。X 線写真による方解石の存在は、生成された CaO の一部が炉中の CO_2 と反応して CaCO_3 を生じたためであろう。1000°C 及び 1300°C 加熱の場合の最終生成物は rankinite ($\text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7$) でその方程式は次式で表はされる。 $\text{Ca}_3(\text{SiO}_3\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \xrightarrow{1000^\circ} \text{Ca}_3\text{Si}_2\text{O}_7 + 3\text{H}_2\text{O}$ (Min. Mag. **29**, 838~840, 1952) [長谷川]

岩石學及び火山學

7306. New Hampshire に於ける Sunapee quadrangle の岩石學的研究 Chapman, C. A.

西南 New Hampshire の Sunapee 図幅は主に変成岩からなり、上部 Ordovician (?) — 下部 Devonian のものである。(詳細な地質図及び構造図を附す) 本図幅の北西隅断層を境とし、その北は

前 Devonian の岩石及び花崗閃緑片麻岩からなる。断層の南東部の大半は西から東へ (1) Bethlehem 花崗片麻岩、(2) Littleton 層 (雲母、珪縉石片岩等)、(3) Kinsman 石英モンゾニ岩の順に略 NNE—SSW 方向に配列する。(1) は foliation 発達よく、斑晶状の加里長石 (2時に達す) を有する。(3) は (1) に類似するが、foliation 著しくなく、一般に粗粒である。

変成作用は Devon 紀に行はれ、西部に珪線石 isograd、東部に黠斜長石 isograd を分帯出来る。前者は十字石—藍晶石準相に当る、

変成岩の foliation, lineation, major folds, tabular inclusion, 長石大晶、ペグマイトの構造的関係及成因、変成分帯等に就いて詳細に考察してある。

断層南東部は本来粘土質岩の累層 (Littleton formation) からなり、それが廣域変成作用の結果、Bethlehem 片麻岩 (斑状長石片麻岩)、Kisman 石英モンゾニ岩に変わった。その間物質の導入 (大規模に Na, (Ca) 局部的に K) があつて、斜長石、加里長石を形成した。此等物質の浸透は深所の沈積岩からと考えられている。その後岩漿性の小貫入岩体 (岩脈岩床) が廣く貫入した。(Gcol. Soc. Am., Bull., vol. **62**, p. 381-425, 1962) [千藤]

7307. サファイアリンの安定領域 Keith, M. L. and Schairer, J. F.

$\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ 三成分系の平衡図は Rankin 及び Merwin (1918) によつて与えられ、後 Bowen, Greig, Schairer, Foster 等によつて補正せられた。著者等は冷急法による小部分の詳細な研究から、その三成分系中の Sapphirine field の小区域、3 の Ternary reaction-point の温度及び成分を決定した。此の

図中 附号	成分 (重量比)			温度 (C°)
X	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	
	16.9	36.8	46.3	1,482±3
N	16.3	34.4	49.3	1,460±5
W	17.4	33.5	49.1	1,453±5
共 存 相				

X 尖晶石, ムライト, サファイアリン, 液

N ムライト, サファリン, 堇青石, 液

W サファイアリン, 尖晶石, 堇青石, 液

三成分系ではサファイアリン結晶は1482C°—1453C°の極くせまい範囲に於てのみ液体と平衡状態にある。上表は3の反転点である。

他に平衡図及測定値表がある。(Jour. Geol. 60, 181-186, 1952) [千藤]

7308, **granite と diabase の化学分析結果** Schlecht G. W. & Stevens E. R.

同一 granite と diabase 試料に就いて, 34名の分析者による化学分析の結果から, 化学分析の精度を比較検討したものである。各分析者による種々の酸化物の平均%及び最大値, 最小値は次の如くである。

分析値より C. I. P. W. norms に依る分

Granite			
	平均%	最大値%	最小値%
SiO ₂	72.24	72.74	71.05
Al ₂ O ₃	14.34	15.96	13.18
Na ₂ O	3.30	3.95	2.61
K ₂ O	5.48	6.88	3.85

Diabase			
	平均%	最大値%	最小値%
SiO ₂	52.33	53.01	51.28
Al ₂ O ₃	15.17	18.57	13.91
Na ₂ O	2.07	2.67	1.61
K ₂ O	0.70	1.30	0.54

類では, Granite に於ては 34 例中 3 例が I, 4, 1, 3 各 1 例が I, 4, 2, 2 及び I. 3, 2, 3 に属し, 残りは全部 I, 4, 2, 3 に属する。diabase では 30 例中 III, 5, 4, 3; II, 4, 4, 4; II, 5, 4, 4, が各 1 例で残りは全部 III, 5, 4, 4 に属する。又同一試料を用いて同一酸化物を異つた操作によつて求め比較している。Geol. Surv. Bull. 980. 1951. [植田]

7309, **拡散に依る花崗岩化作用と基性交代作用 (basification)** Chao, E. C. T.

花崗岩化作用に於ける物質の移動が如何なる形で行はれるかは問題である。著者はこの論文で文献より花崗岩化作用と基性交代作用の 8 箇の例をとりあげ, その化学的な資料に依ると物質の移動が拡散の考えて説明するのが適当な様であると述べている。これは物質が流動する液体としてでは無く個々の運動する原子, 分子又はイオンの形で移動する事を意味するものであると言うのである。著者は Barth の standard rock cell の概念に依れば物質の附加及び除去が容易に説明されるものとなし unite rock cell と結びついた陽イオンの形で比較している。花崗岩中の包裹物, 花崗岩化された接触部, 廣域的な花崗岩化作用を例とし陽イオンの加減を示す 7 箇の表をあげている。此等の例から, 変成作用は等化学的でなく物質の移動がある。或る元素イオン原子分子の岩石化学的極点は化学変化の特徴的なもので, その集中は最も安定な鉱物相の形成と対比される。異つた元素の滲透は異つた方向を持つ。花崗岩化及び基性化フロントは重複する等の事が帰納されると述べている。更に物質の移動の過程に就いて考察し最後に総括として, 粒度・透過性の非常に小さな岩石では流動する液体としてよりは拡散が重要

な過程である事、鉱物間の水は分子牽引力により保れ本質的に静的である事、地殻の上部では偏圧が拡散に大きく影響する事、より広い空隙があると拡散は流動体と合体する事、静的な孔隙溶液と共に拡散するイオンの滲透方向は数箇のイオンの化学力の勾配に依る事等が述べられている。(Norsk. Geol. Tidsskr. 29, 84-105, 1951) [島津]

7310, 本邦輝石安山岩及び玄武岩中に含まれる灰長石大晶の岩石學的意義 石川俊夫

樽前火山の岩石学的研究により、灰長石の大晶は岩漿の性質と密接に関係のあることが分つた。これらの灰長石大晶は東北日本に普通であり、その他の地方には発見されない。所謂千島、那須、富士火山帯に属する諸火山、及びこれら火山帯に沿うている第三紀火山岩中に発見される。これら灰長石大晶を含む火山岩は他地方のものに比べて、ニグリ側に於ける $al-alk$ が一般に高いか或は Al_2O_3 に富む輝石安山岩及び玄武岩である。 Al_2O_3 に富んだ粘土質基盤岩の岩漿同化作用により、玄武岩質岩漿に Al_2O_3 が添加され、基性斜長石を晶出し、灰長石分子の CaO は普通輝石、透輝石より供給され、従つて斜方輝石を生じたと考えられる。(北大理学部紀要 7, 339-354, 1951) [田口]

金屬礦床學

7311, Idaho 州 Coeur d'Alene 地方に於ける閃ウラン礦 Thurow E. E., Wright R. J.

Coeur d'Alene 地方の Sunshine 鉱山及び Coeur d'Alene 鉱山から新しく発見されたウラニウム鉱石—閃ウラン鉱の産状及び随伴鉱物との共生関係について述べている。当地方は原子力委員会の指示によつて調査された地域で、野外調

査には一般の地質調査と共に Geiger counter による放射能測定法を併用している。附近の地質は断層を加えた褶曲によつて著しく擾乱された前カンブリヤ系の珪岩、珪質粘板岩、石灰岩等より構成せられ、之等はモンゾニ岩の岩株、輝綠岩及び斑岩の岩脈の侵入を蒙っている。

含ウラニウム鉱床は上記の岩石のうち主として珪岩を母岩とする熱水性鉱脈で、黄鉄鉱、含銀四面安銅鉱、硫鉄鉱、閃ウラン鉱、黄銅鉱、方鉛鉱、輝安鉱、石英及び菱鉄鉱等よりなり、閃ウラン鉱は晩期の熱水生成物として産し、経 10μ 内外の顆粒状或はそれが連続した糸状乃至円弧状を呈し、石英及び四面安銅鉱を交代している。含ウラニウム鉱石はコバルト華にて紅色に色どられる場合があり、ウラニウム鉱石発見上重要な手掛になると述べている。又着色現象は母岩に於てもみられ、含ウラニウム鉱脈に接する灰白色珪岩は巾約1吋乃至1呎間赤色に変色する。この理由は現在原子委員会の地質学者によつて研究中であるが、恐らく微粒状の赤鉄鉱の存在によるものであると著者は考へている。尚又著者は当地方に於ける閃ウラン鉱が比較的深部の鉱床に限つて産することに着目し、閃ウラン鉱について Vertical zoning の可能性を論じている。(Econ. Geol. 45, 395-404, 1950) [吉木]

7312, Oregon 州東部 Grant 地方に於ける金—卑金屬礦脈の構造支配 Allen, Jr., R. M.

この地方は石炭紀の珪質粘板岩、綠岩、侏羅紀の斑岩岩、超塩基性岩、白堊紀初期の英雲閃綠岩、第三紀初期の斑岩質及び微文象質脈岩等より構成せられ、それらは脈岩をのぞいて、走向 W-NW の走向滑り断層及び走向 E-NE の逆断層によつて切られている。

鉱床はこれらの断層裂隙を充填した熱水性の金-卑金属鉱脈で、大部分のものは上記を脈の下盤に沿う断層に生じている。そのうち逆断層脈には裂隙をともしない、これにも鉱石を胚胎している。鉱床の生成期には2期がある。即ち、初め石英、黄鉄鉱、硫砒鉄鉱、磁硫鉄鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱及び四面安鉄鉱がその順に晶出し、それらが破砕作用を受け、次いで第2期の石英、黄鉄鉱、硫砒鉄鉱、閃亜鉛鉱、黄銅鉱、四面安銅鉄鉱、方鉛鉱、赤鉄鉱、自然金及び方解石の生成が行なわれている。金の分布はまちまちであるが、主として第2期の石英にともなう黄鉄鉱中にみられる。之等は第1期鉱物が破砕作用を蒙った空隙に沿って生成され易く、特に急角度の逆断層中傾斜が緩やかになる場所に富鉄体を形成している。(Econ. Geol. **46**, 398-403, 1951) [草木]

7313, Adirondack チタニウム鉱床に於ける塊状白チタン石 Wheeler E. P.

New York 州 Essex 地方の Sanford 湖東岸にある含チタン磁鉄鉱鉱床をともなう斜長岩中の白チタン石について述べている。白チタン石は斜長岩中斷層運動によつて出来た洞穴内に産する。その洞穴内部には角閃石、チタン鉄鉱、輝コバルト鉱？、燐灰石、塊状黄鉄鉱、黄銅鉱？、菱鉄鉱、石墨、鉄白雲石、石英、微晶質黄鉄鉱、方鉛鉱？、閃亜鉛鉱及び方解石が略々その順序に晶出し、角閃石は緑泥石に、チタン鉄鉱は白チタン石にそれぞれ変化している。白チタン石はチタン鉄鉱の上部に厚さ約1mmの層をなし、部分によつてはその内部に後者の断片を残し、中には2mm大のチタン鉄鉱の仮像を呈するものもある。上記の鉱物は洞穴と成因的關係を有する断層に沿つて上昇した欝化ガス乃至熱水溶液によつて生成されたもので、白チタン石はチタン鉄鉱生成後

引続いて行なわれた熱水作用によつて後者が変化して出来たものと解せられる。チタン鉄鉱の化学成分は TiO_2 48.5%, Fe 37.6%, 白チタン石のそれは TiO_2 64.7% Fe 0.5% 灼熱減量 0.7% (Econ. Geol. **45**, 574-577, 1950) [草木]

7314, 浅熱水鉱床の起源 Schmitt H.

著者は従来知られている代表的な浅熱水鉱床 60 について文献上より総合的な研究を行ない、その起源について論じている。これによれば浅熱水鉱床には中熱水及び深熱水鉱床に対する空間的位置の問題だけでなく、1) 生成時代、2) 鉱体の構造、3) telescoping 及び zoning、4) 母岩の変質等他種の鉱床にはみられない特徴ある現象が観察される。これらの現象は浅熱水鉱床を生成した鉱液の性質が独特であることを物語つて居り、若しそうだとすれば、本鉱床と岩漿起源の中熱水及び深熱水鉱床とを簡単に一連のものとして考えるわけには行かなくなる。地表近くの降水帯は鉱液の性質に著しく影響を与えるであろうし、母岩の変質による母岩と鉱液との成分の置換も又鉱液の性質を変化する。或る種の石英質鉱脈の様に、珪酸及び鉄石成分が周囲の母岩中より分泌せられた結果生成されたものと解せられる場合もあり、鉱床の起源として上昇水と下降水とを区別することが無理で、寧ろ両者の混合したものと解した方が合理的である等と述べている。更に著者は温泉及び噴気孔の現象に論及し、この現象から浅熱水鉱床の生成状況を説明すると共に実際に鉱物を沈澱している Yellowstone Park 等の例を引用している。(Econ. Geol. **45**, 191-200, 1950)

[草木]

7315, 珪酸鹽類の水熱反應(第一報)眞珠岩と白雲母の水熱變成と過程 清浦晋作, 伊藤善高

酸性乃至弱塩基性の火成岩は水熱変成をうけると、その反應條件の如何により高陵土族、モンモリオン族及び雲母族の一群の粘土鉱物を生ずる。試料として化学分析から中性乃至弱塩基性火山玻璃と見做し得る愛知県鳳来寺産真珠岩に就いて、水熱反應実験を行つた。その結果水熱変成により、主として絹雲母族鉱物に変成移行する徴候が認められる。試料の真珠岩は K_2O 、 Na_2O 以外に MgO を含むが、前二者に影響される爲かモンモリヨナイトに変成される事が無い。この実験より更に水熱変成が進行する時の過程を研究する目的で、天然の白雲母と真珠岩が水熱作用を受けて、熱水液中にこれ等がどの様に溶解し、又は懸濁して行くかを実験的に追跡した。その結果両者は水熱処理により、絹雲母と同様の熱的性質を有するものに移行する。又、その水熱変成の経過を検討する爲、反應器中の懸濁部分を分離し化学分析を行うと、原試料及び反應生成物たる沈降部分の組成と比較し、珪酸含有率が増大し、一方アルミナ含有率を減少する。以上の事柄は熱水鉱床の生成過程と関係を有するものと考えられる。(窯協, 60, 53-56, 1952)

〔鈴木〕

石油鑛床學

7316, 水文學的、地熱的立場から見た石油產出 Chebotarev, I. I.

中央オーストラリアの石油可能性に關聯し、地熱及び地下水の水文學、地球化学的立場から石油の問題特に石油の可能性について論ずる。地下水は油層中に於てガス、石油と普通密接に相伴うのに、地下水と石油の化学的關係がよく知られていない。油層と相伴う地下水の性質は地表下の油層の流体力学的條件地球化学的環境の變化に大いに左右される。地

下水の成因的形式により世界の標式的油層を分類すれば a. 塩化物型, b. 重碳酸塩型, c. 硫酸塩型の3型になる。地下水は亦地下水の流体力学的立場から a. 地表と容易に流通し得る活動性のもの, b. 活動の比較的緩慢なもの, c. 停水状態にあるものに分けられる。a の如き個所では石油の可能性は薄い。勿論地層が石理、透水性により複雑なものとなる。石油の地熱條件に關しては、油田地域の標式的變化度は $1^{\circ}F$ 毎に 55.2 フットである。この變化度に対する油田地域外の他の變化度が石油探査の準拠となり得よう。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 36, 688-699, 1952) [田口]

7317, 南カリフォルニア, Hungry Valley 地域の地質 Crowell, J. C.

カリフォルニアのロスアンジェルス の北西方 55 哩の地点の Hungry Valley 地域の地質調査結果の報告であるが、特に地層堆積と同時に生成した断層を報告している。この地域で古い基盤岩類の上に 4000 ft. の厚さの非凝成堆積物である鮮新世の Peace Valley bsds と Hungry Valley Formation とが發達している。この Hungry Valley Formation の中部以下は、基盤岩類と断層帯 (San Gabriel Fault zone) で接するが、その上部は之等の地層に被覆しているが、中部と上部の間には不整合は認められず、更に中部、下部には、断層帯に接し基盤岩類の礫を多量に含む岩相が發達する。この断層帯の運動は、Hungry Valley Formation の堆積と同時に進展し、その堆積完了以前に終了したと結論している。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 34, 1623-1646, 1950) [阿部]

7318, 油の源泉に關するカリフォルニア盆地堆積物の初期變遷作用 Emery, K. O., Rittenberg, S. C.,

カリフォルニア州南部ロスアンゼルス油田に於ける石油産額の大部は鮮新世の堆積物から産出しているが、此の堆積物は現在の海岸に近き海底盆地と類似せる環境のもとで堆積したものである。即ち此の地域には大陸斜面と海岸線の間に12の海底盆地が存在し、何れも部分的に粗粒乃至細粒の堆積物で埋積され海岸に近き盆地が最も厚い。此等一聯の盆地堆積物の初期の経変作用を究明すべく、各盆地のCoreを岩質毎に細分し、N, CO_2 , H_2S , $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, FeS , Si, 含有有機物、孔隙率、透水性、含濕量、含水量、grain size, pH, 酸化還元電位、及び其等の相互関係等を、各深さ毎に詳細に分析し、その結果をロスアンゼルス油田のCoreと比較している。Coreの分析結果に依れば何れも深さに依り重要な変化を示す。特に経変作用に関し重要な二、三の結果を示すと、一般に深くなるに従いpHは増加し含有有機物は減少する。最低を示すpHのzone、は炭酸塩、硝酸塩、硫酸塩が酸化に依り生成されるzone、即ち最もバクテリアの活動し得る深さに一致し、深さと共に比較的pHの高くなることは硫酸塩還元性バクテリアの活動に依る。更に酸化還元電位は一般に浅部に於ては正で酸化状態を示し、深くなるにつれ負の還元状態を示し後者はpyriteの生成に起因する。その他含水量、grain size、炭素-窒素比等の影響も大であるが、油の根源に関して最も重要な経変作用は、バクテリアの活動に起因する。尙此の種の研究は、プランクトンの様な有機物を石油質の物質に轉換せしめる問題、石油成因の問題、更に水成岩岩石学、海洋学の水底堆積物の組織的研究に大いに貢献すべきものであると説く。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 36, 735-806, 1952) [島田]

7319, 百分率目測比較圖 Folk, R. L.

岩石の露頭、標本採取、薄片、坑井掘さくの際のカッティング中の鉱物組成、砂岩中の方解石の量、石灰岩や白云岩、泥灰岩中の孔隙測定等に用いることの出来る比較図を作製している。これは12枚の正方形の黒白で表はされた図表により、1, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50%を示し、又各々4等分され模倣的に表はされている。(Jour. Sed. Pet., 21, 32-33, 1951) [阿部]

7320, X線廻折によつて同一視されたコロラド州ゴールデンのLaramie formationの粘土礦物 Gude, A. J.

砂岩と頁岩の互層よりなる層厚約540 ftのLaramie formationが発達しているが下部層たるFox Hills formationとは肉眼的に非常によく似ており、その境界は明瞭に肉眼的には決めにくい。著者はFox Hills formationの上部よりLaramie formationとその上部に不整合に乗るArapahoe-Denver formationの基底部迄詳しい柱状図をつくり、5ftおきにサンプリングして、X線粉末写真法で、その中の粘土礦物の組成を調べた。その結果は、Arapahoe-Denver formationの基底部はmontmorilloniteで特徴づけられ、Laramie formationは上部200 ft. はkaolinite, illite、中部の約150 ft. はkaolinite, illiteの外にmontmorilloniteを特に多く含み、下部の約190 ft. はkaoliniteを主としFox Hills formationはkaoliniteの外にmontmorilloniteの優勢な結果が得られ、粘土鉱物の組成の上から相当にシャープな関係があらはれている。更に重要視されるのは、1つの帯の中に於ける頁岩と砂岩中の粘土礦物の組成とは大体同じであるということである。唯一の柱状図について試みられたのであるが、地層

の境界の決定、地層の細分、地層の対比に役立つことを結論している。更に X 線粉末写真法の装置、実施法と染色試験法についても簡単にふれている。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 34, 1699-1717, 1950) [阿部]

石 炭

7321, 石炭の構成成分が自然発火に及ぼす影響 田中 正男

石炭の構成成分のうち灰の構成成分及び石炭中の各種硫黄が自然発火に及ぼす影響を調べ次の如く結論している。即ち

(1) 純炭中には石炭灰の主成分たる SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , SO_3 etc. が略均等に含有せられて居り、一般に硫黄の含有量が少い様である。(但し、神の山の試料について)

(2) 灰分中の磷、硫黄等の酸化物の含有量は直接着火点に関係ない様であるが、石炭中の全硫黄特に黄鉄鉱硫黄の含量と着火点とは反比例の関係がある。即ち黄鉄鉱硫黄の含量の多い方が自然発火し易い。

(3) 外来灰分に多い Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O 等の成分に富むもの程硫黄の含量も多く着火温度も低い。

(4) 微量無機成分のうち触媒になる如きものは発見出来なかつた。(早稲田大学鉱山学研究報告 2, 2-11, 1952) [山岡]

7322, 山口縣小野田炭田の炭層に就て 上治寅次郎

小野田炭田は北方の厚狭船木の炭田と東南部宇部炭田との中間に位し、炭層も宇部炭田の良好な発達層が厚狭船木方面で稍発達の劣3区域の中間に位し、この炭層は基盤岩を不整分に被覆する第三紀層の舟底形構造をなした砂岩及び頁岩の互層を主とし、礫岩が下部に厚く有する地

層中に3~4枚の炭層を夾有するものである。炭層は宇部地区に比して稍発達が劣るが一重、二重、七甲平(炭質粗悪掘採されぬ)、七甲、三徳の5層であるが一重、二重層は地表より浅いので採掘可能部分には採炭済で南部及び東北部は残存部が推定される。七甲層が現在採掘中であるが最近(昭和26年)南部地区で三徳層が2~3米以上の厚層が発見され海底採炭に着手している。七甲層と下位の三徳層との関係、地質時代については発表されていない。炭質としては水分灰分稍高く、発熱量4,100~5,000 カロリーとみられ小野田炭礦では水洗して品質を高めている。この三徳層の発達良好であるので炭田開発上又海底採炭の前途に一大究明を投じている。(鉱産資源研究所報告, 2, 1952) [阿部]

参 考 科 学

7322, 河水における水素イオン濃度の日変化 大内藤郎

河川としての地域特性を見出すための媒質として次の諸河川について表記の測定を行つた結果によると、1) 廣瀬川は仙台市の北郊郷大附近では微酸性、市内を通過するに従い pH の一日の較差が増し、6.9~7.4 (牛越橋)、6.9~8.0 (廣瀬橋) を示し(1949年8月3日)、その変動形態は相似形を呈する。季節的には夫々 6.7~7.0 及び 6.8~7.2 (1948年10月3日) を示しピークの現れる時間は前者(上流側)が1時間遅れる。2) その他長瀬川、最上川、江合川支流ビンザワ川等について夫々の測定資料が得られた。3) これらの結果から強酸性河川をも含めてその pH の日変化がありその較差は夏に増大、秋に減少の年変化を暗示する。従つて従来の一箇所観測は不備である。更に水位の日変化と密接な関係が指摘され、生物活動と人類活動との影響が認められた。(Sci. Rep. Tohoku Univ. 7, 1, 1952)

[加藤]

賢(東京都中野区合町35公務員住宅RC33号), 島津光夫(東北大理学部岩鉱教室), 島田忠夫(北海道札幌市南1条西18丁目地質調査所 北海道支所燃料課), 島田晃郎(東北大理学部岩鉱教室), 白石豊(青森県下北郡川内大湯鉱業所), 白石辰己(世田谷区北澤町2丁目259帝石北澤寮), 自在丸新十郎(福岡県戸畑市九州大鉱山工学科地質学教室), 杉浦精治(金沢市仙石町37金沢大理学部地質学教室), 鈴木敬治(福島市福島大学芸学部), 鈴木光郎(東北大学理学部岩鉱教室), 杉本良也(札幌市北海道庁内北海道地下資源調査所内), 関陽太郎(埼玉県浦和市埼玉大文学部地学教室), 瀬戸速水(盛岡市上田与力小路212), 千藤忠昌(東北大理学部岩鉱教室), 高橋英夫(宮城県栗原郡細倉鉱山), 高橋維一郎(盛岡市上田岩手大工学部鉱山工学科), 高橋義士(北海道旭川市新町四條4丁目), 高澤松逸(北海道北見紋別郡紋別町沼ノ上大平鉱業沼ノ上鉱山), 高橋洋(仙台市東三番丁大平鉱業仙台出張所), 高丸三津雄(兵庫県朝来郡生野町如水寮), 滝川一博(東京都中野区沼袋町565島村方), 竹内英雄(東京都千代田区丸ノ内2/8古河鉱業), 田辺泰夫(神奈川県中郡二宮町886), 谷正己(仙台市東三番丁通産局内地質調査所), 王置裕彦(和歌山県新宮市船町114山徳製材所内), 田代弘伯(福島県相馬郡小高町), 坪谷幸六(東京都港区麻布龍土町14), 筒浦明(札幌市南18条西6丁目札幌南高校), 中島俊二(静岡県磐田郡龍山村峰之澤鉱業所), 中林一孝(大阪市南区谷町6丁目31), 長澤敏之助(名古屋市千種局区内名古屋大理学部地球科学教室), 西尾銑次郎(武蔵野市吉祥寺87), 西島隆之(東京都江東区深川東雲町2丁目3日東紡績東京工場社宅), 根本忠寛(札幌市南1条西18丁目地質調査所北海道支所), 野田義明(山形県東置賜郡吉野村吉野鉱山), 原口正敏(石川県能美郡西尾村尾小屋鉱業所昭和寮), 濱地忠男(東京都世田谷町1丁目311), 林茂(秋田県鹿角郡小坂町相内鉱山), 平林武雄(福島県安積郡三和村白石鉱業高嶺鉱業所), 船山裕士(東北大, 教育教養部地学教室), 星野寔(札幌市北三條西5丁目道庁開発計画課), 星野義昭(福岡県八幡市藤田535黒崎窯業研究所), 牧俊夫(大阪府貝塚市協濱312大坂窯業貝塚工場楠元寮), 松本隆一(宇部港町宇部興産沖ノ山鉱業所), 松田良治(大阪市旭区新森小路町南3丁目25), 増淵堅吉(仙台市国分町別子鉱業仙台出張所), 増井淳一(東北大農学部農林立地学教室), 宮島建久(東京都港区赤坂葵町3/1日本鉱業深査部) 鞭政共(福岡県朝倉郡甘木町公園通森字方), 宗宮重行(東京都世田谷区成城町274), 森脇孝洋(東京都中野区江古田4/1515笹古宏方), 山口定(京都市左京区北白川下池田町20), 山本隆一(富山県中新川郡中加積村949) 八木健三(東北大第一教養部地学教室), 山江徳載(栃木県上都賀郡足尾町足尾鉱業所地質課), 山下陽三(東北大理学部岩礦, 大学院学生), 矢野茂樹(石川県市南ヶ丘5相沢方), 吾婦稔(東京都新宿区東太久保2/317帝石探鉱部), 亘理誠五郎(山形県西村郡白岩村永松鉱業所), 渡辺憲一(大阪市北区新川崎町1大平鉱業大阪製錬所調査課)。

新入會 和田明(旧姓川上)(鳥取県西伯郡高来村養良農業高校)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

Ludwigite from Hayama nickel mine, Fukushima Prefecture	
.....	{ Shüzô Hasegawa Asahiko Sugaki
Geometrical consideration on the construction of geological maps	Yushi Funayama
Angite from Hontanigoe of Aso-Caldera, Kumamoto Prefecture	
.....	Hatao Matsumoto
On minerals in the soil of Beech zone and Podsol zone at Mori-yoshi-yama, Akita Pref.	Shiro Kanematsu
The mother rock alteration in the Kusu mine, Oita Pref.	
.....	{ Kameki Kinoshita Kunihiko Muta
Note and News.	
Abstracts.	
Mineralogy and crystallography. The metamict state etc.	
Petrology and volcanology. Structural petrology of Snapee quadrangle. etc.	
Sci. of ore deposits. Uraninite in the Coeur d'Alene district, Idaho. etc.	
Sci. of petroleum deposits. Hydrological and thermal aspects of petroleum occurrence etc.	
Coal. On the influence of constituents of coal as reference to the spontaneous combustion of coal. etc.	
Related science. On the diurnal variation of hydrogen ion concentration in the river water.	

published bimonthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.